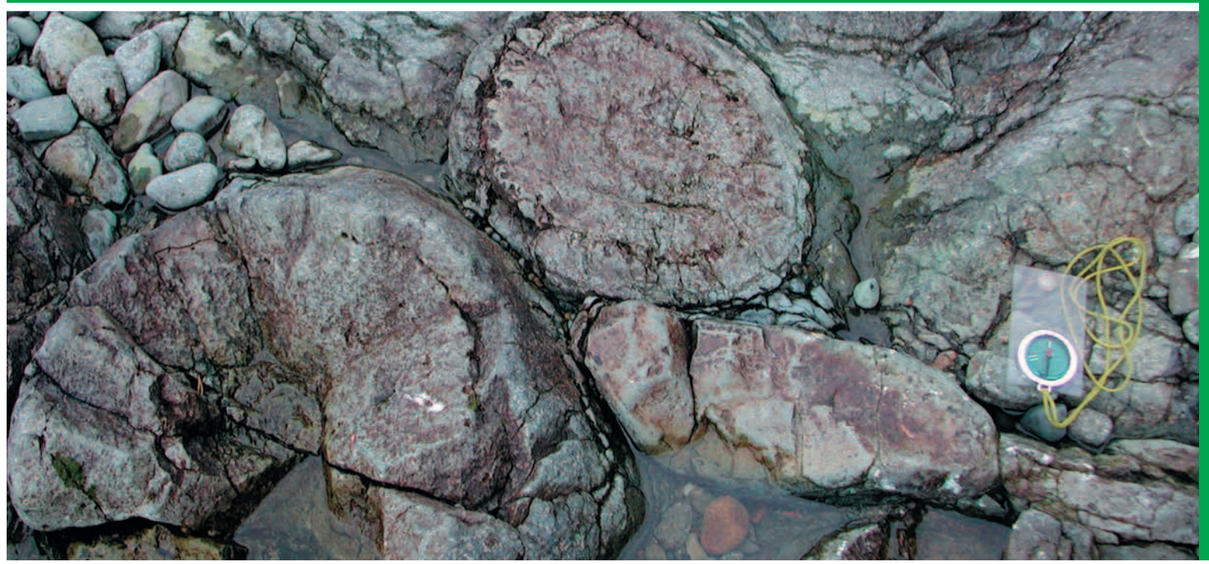


© Институт геологии КарНЦ РАН, 2011



Онежская палеопротерозойская структура

(геология, тектоника, глубинное строение и минерагения)



Институт геологии
Карельского научного центра РАН
1961–2011

Онежская палеопротерозойская структура

(геология, тектоника, глубинное строение и минерагения)



KARELIAN RESEARCH CENTRE
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOLOGY

FEDERAL AGENCY FOR MINERAL RESOURCES
DIRECTORATE FOR MINERAL RESOURCES IN THE REPUBLIC OF KARELIA
NEDRA SPC JOINT-STOCK COMPANY



PALAEOPROTEROZOIC ONEGA STRUCTURE

(GEOLOGY, TECTONICS, DEEP STRUCTURE AND MINERALOGENY)

Executive editors:

L.V. Glushanin, N.V. Sharov, V.V. Shchiptsov

Petrozavodsk
2011

КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
УПРАВЛЕНИЕ ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ ПО РЕСПУБЛИКЕ КАРЕЛИЯ
ОАО НПЦ «НЕДРА»



ОНЕЖСКАЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА

(ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТОНИКА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАГЕНИЯ)

Ответственные редакторы:

Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов

Петрозаводск
2011

УДК 551.72: [551.242.5.055+550.347+553.44]
ББК 26.33
О-58

Редакционная коллегия:

Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов (отв. редакторы), В.И. Горбачев, В.А. Крупеник, В.С. Куликов, М.Г. Леонов, П.В. Медведев, М.М. Филиппов

Рецензенты:

В.И. Макаров, Ф.Н. Юдахин

О-58 **Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения)** / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011, 431 с. + 1 вкл., ил. 233, табл. 76. Библиогр. назв. 718.
ISBN 978-5-9274-0456-8

Авторы: З.Л. Афанасьева, А.М. Ахмедов, Е.С. Богомолов, И.В. Викентьев, Л.В. Глушанин, А.И. Голубев, Н.А. Гольцин, А.Я. Докучаев, Л.А. Жданова, Н.Г. Заможняя, Д.С. Зыков, К.М. Ермохин, О.А. Есипко, А.Ф. Еськов, В.И. Иващенко, Э.В. Исанина, И.Н. Капитонов, А.В. Киселев, А.И. Киященко, Б.Н. Клабуков, С.Ю. Колодяжный, В.И. Коросов, В.А. Крупеник, Н.А. Крупнова, В.Б. Крюков, В.С. Куликов, В.В. Куликова, В.К. Кушнеренко, М.М. Лавров, М.Г. Леонов, Е.Н. Лепехина, Н.В. Лещенко, К.И. Лохов, В.В. Макарихин, А.А. Макарьев, Е.М. Макарьева, П.В. Медведев, Т.Н. Назарова, В.В. Наркисова, И.В. Неронова, Ю.С. Полеховский, А.В. Полещук, А.К. Полин, Э.М. Прасолов, С.Л. Пресняков, В.И. Робонен, А.Е. Ромашкин, Д.В. Рычанчик, А.А. Сахаров, А.И. Светова, С.А. Светов, К.Ю. Свешникова, С.А. Сергеев, С.Я. Соколов, В.М. Ступак, А.К. Сулейманов, Г.В. Тарханов, Н.Н. Трофимов, М.М. Филиппов, М.Г. Фрик, Н.В. Шаров, В.А. Швецкий, В.А. Шеков, В.В. Щипцов, О.Н. Щукин, Ю.К. Щукин, С.И. Южанинова.

В коллективной монографии на основе анализа и обобщения всей совокупности имеющейся геолого-геофизической информации, накопленной за пятидесятилетний период, и данных бурения Онежской параметрической скважины даются современные представления о глубинном строении земной коры Онежской структуры. Обобщение и комплексная интерпретация накопленных данных по геологии, тектонике, геофизике и минерагении позволили выявить новые детали глубинного строения земной коры, уточнить ее состав, возможную геологическую природу и геодинамические условия ее формирования.

Предлагаемая коллективная монография предназначена для широкого круга специалистов, занимающихся изучением глубинного строения докембрийской литосферы, а также для студентов-геологов и геофизиков старших курсов университетов.

The modern concept of the deep crustal structure of the Onega area is described in this collective monograph, based on analysis of available geological and geophysical data and the drilling record for the Onega parametric borehole obtained in the past fifty years. The deep structure of the Earth's crust was studied in more detail and its composition, possible geological nature and geodynamic setting were assessed more accurately by summing up and interpreting geological, tectonic, geophysical and mineralogenic data.

The monograph is meant for a wide range of specialists, who study the deep structure of the Precambrian lithosphere, and for senior geology and geophysics university students.

УДК 551.72: [551.242.5.055+550.347+553.44]
ББК 26.33

ISBN 978-5-9274-0456-8

© Коллектив авторов, 2011
© Карельский научный центр РАН, 2011
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2011

СОДЕРЖАНИЕ

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ 11

ПРЕДИСЛОВИЕ (*В.В. Щипцов*) 13

ВВЕДЕНИЕ (*В.С. Куликов, М.М. Филиппов, Н.В. Шаров*) 15

Глава 1. СТРАТИГРАФИЯ И МАГМАТИЗМ 19

1.1. Обзорная геологическая карта Онежской структуры (*В.С. Куликов, П.В. Медведев, А.И. Голубев*) 19

1.2. Архей 23

1.2.1. Архейские образования Водлозерского блока (*В.В. Куликова*) 23

1.2.2. Мезо-неоархейский (лопийский) Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс (*С.А. Светов*) 28

1.3. Палеопротерозой 32

1.3.1. Сумий (*А.И. Голубев, С.А. Светов, В.И. Коросов, А.И. Светова, М.М. Лавров, Н.Н. Трофимов, Т.Н. Назарова*) 32

1.3.2. Сариолий (*В.И. Коросов, В.И. Робонен, Т.Н. Назарова*) 50

1.3.3. Ятулий (*П.В. Медведев, В.В. Макарихин, А.И. Голубев, Д.В. Рычанчик, Н.Н. Трофимов*) 52

1.3.4. Людиковий (*В.С. Куликов, Д.В. Рычанчик, А.И. Голубев, М.М. Филиппов, Г.В. Тарханов, М.Г. Фрик, С.А. Светов, В.В. Куликова, С.Я. Соколов, А.Е. Ромашкин*) 67

1.3.5. Калевий (*Д.В. Рычанчик, П.В. Медведев, М.М. Филиппов*) 101

1.3.6. Вепсий (*П.В. Медведев, А.И. Голубев, В.С. Куликов*) 119

1.4. Неопротерозой (венд) (*П.В. Медведев*) 124

1.5. Нерешенные вопросы стратиграфии, магматизма, геохронологии и корреляции протерозойских образований (*В.С. Куликов, П.В. Медведев, А.И. Голубев*) 125

Глава 2. ТЕКТОНИКА (*М.Г. Леонов, В.С. Куликов, Д.С. Зыков, С.Ю. Колодяжный, А.В. Полещук*) 127

2.1. Общая характеристика 127

2.2. Тектоническая структура и структурно-кинематические ансамбли 131

2.3. Акватория Онежского озера и новейшая тектоника 150

2.4. Силловый магматизм 153

2.5. Геодинамическая интерпретация формирования и развития 158

2.6. Сравнительная тектоника Мичиганского бассейна и Онежской структуры 162

Глава 3. ОНЕЖСКАЯ ПАРАМЕТРИЧЕСКАЯ СКВАЖИНА 171

3.1. Технология проводки скважины (*В.А. Швецкий*) 171

3.2. Строение разреза Онежской структуры по данным бурения ОПС (*В.А. Крупеник, А.М. Ахмедов, К.Ю. Свешникова*) 172

3.2.1. Архейский фундамент 172

3.2.2. Палеопротерозой 176

3.3. Корреляция разреза ОПС с опорными разрезами Онежской структуры (*В.А. Крупеник, К.Ю. Свешникова*) 190

3.4. Петрология и геохимия магматических пород в разрезе ОПС (*В.В. Наркисова*) 195

3.4.1. Базальтоиды людиковия (палеопротерозой) 195

3.4.2. Породы фундамента (AR-PR) 208
3.5. Геохимическая и рудно-минералогическая характеристики разреза Онежской структуры по данным бурения ОПС (*В.А. Крупеник*, *К.Ю. Свешникова*) 213
3.6. Вариации составов рудной минерализации и минерагенические особенности пород заонежской свиты в разрезе ОПС (*И.В. Викентьев, А.Я. Докучаев*) 228
3.6.1. Методика исследований 228
3.6.2. Рудно-геохимические особенности пород заонежской свиты 231
3.7. Геофизические исследования скважины (*О.А. Есипко, И.В. Неронова*) 237
3.8. Изотопно-геохимическая характеристика разреза ОПС 248
3.8.1. Изотопный состав гелия и аргона в галите (*Э.М. Прасолов, В.А. Крупеник*) 248
3.8.2. Изотопный состав углерода, кислорода и серы в породах людиковийского и ятулийского надгоризонтов (*В.А. Крупеник, А.М. Ахмедов, К.Ю. Свешникова*) .. 250
3.9. Полученные результаты и дальнейшие планы (*Л.В. Глушанин, О.Н. Щукин*) 255

Глава 4. ГЛОБАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ ПЕРЕСТРОЙКИ ЗЕМНОЙ СИСТЕМЫ НА РУБЕЖЕ АРХЕЯ И ПРОТЕРОЗОЯ, ИЗОТОПНАЯ ХРОНОМЕТРИЯ 257
4.1. События глобального масштаба, проявленные в истории геологического развития Онежской структуры 257
4.1.1. Глобальные процессы и события на рубеже архея и протерозоя (обзор) (*П.В. Медведев*) 257
4.1.2. Ломагунди-ятулийское изотопное событие (*П.В. Медведев, Д.В. Рычанчик*) 261
4.1.3. Окисление верхней мантии и насыщение кислородом экзосферы Земли (*П.В. Медведев, А.Е. Ромашкин, Д.В. Рычанчик*) 265
4.1.4. Феномен «Шуньга» (*М.М. Филиппов, В.К. Кушнеренко, Г.В. Тарханов, М.Г. Фрик*) . 266
4.2. Изотопное датирование пород Онежской структуры 292
4.2.1. Изотопные U-Pb, Lu-Hf системы в цирконах и Sm-Nd система в породах фундамента (по результатам бурения ОПС) (*А.М. Ахмедов, К.И. Лохов, В.А. Крупеник, И.Н. Капитонов, К.Ю. Свешникова, С.Л. Пресняков, Е.С. Богомолов, С.А. Сергеев*) 292
4.2.2. Изотопное датирование полистадийно-преобразованных пород заонежской свиты в Хмельозерской синклинали (*К.И. Лохов, Н.А. Гольцин, И.Н. Капитонов, Э.М. Прасолов, Ю.С. Полеховский, Е.С. Богомолов, А.М. Ахмедов, С.А. Сергеев*) 297
4.2.3. Изотопно-геологическая характеристика кимберлитов оз. Кимозеро (*К.И. Лохов, Ю.С. Полеховский, И.Н. Капитонов, Е.Н. Лепехина, Е.С. Богомолов, С.А. Сергеев*) 314
4.3. Заключение (*П.В. Медведев*) 320

Глава 5. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ 323
5.1. Глубинное строение по геофизическим данным 323
5.1.1. Геоэлектрические исследования (*Б.Н. Клабуков, С.Я. Соколов, М.М. Филиппов*) 323
5.1.2. Аэромагнитные исследования (*Л.А. Жданова, К.М. Ермохин, Б.Н. Клабуков, С.Я. Соколов, М.М. Филиппов*) 327
5.1.3. Гравиметрические исследования (*Л.А. Жданова, К.М. Ермохин, Б.Н. Клабуков, С.Я. Соколов, М.М. Филиппов*) 330
5.1.4. Геофизические исследования на акватории Онежского озера (*А.А. Макарьев, Е.М. Макарьева, А.В. Киселев, А.И. Киященко, А.Ф. Еськов, А.А. Сахаров*) 339
5.2. Глубинные сейсмические исследования методами ОГТ, ГСЗ, МОВЗ 356
5.2.1. Сейсмологические исследования МОВЗ и ГСЗ (*Э.В. Исанина, Н.А. Крупнова, Н.В. Шаров, С.И. Южанинова*) 356

5.2.2. Сейсмические исследования ОГТ и ГСЗ (*Н.Г. Заможняя, Э.В. Исанина, Н.А. Крупнова, А.К. Сулейманов, Н.В. Шаров*) 359
5.2.3. Сопоставление разрезов ОГТ, ГСЗ, МОВЗ и томографии (*Н.Г. Заможняя, Э.В. Исанина, Н.А. Крупнова, Н.В. Лещенко, В.М. Ступак, А.К. Сулейманов, Н.В. Шаро*в) 360
5.2.4. Глубинное строение (*Э.В. Исанина, В.Б. Крюков, Н.В. Шаров, С.И. Южанинова*) 367
5.3. Геолого-геофизическая модель западной части Онежской структуры (*О.А. Есипко, Н.В. Шаров*) 374
5.4. Петролого-геодинамическая модель (*С.А. Светов, В.С. Куликов*) 378
5.5. Нерешенные вопросы (*Н.В. Шаров, Ю.К. Щукин*) 383

Глава 6. МИНЕРАГЕНИЯ ОНЕЖСКОГО РУДНОГО РАЙОНА 385
6.1. Комплексные месторождения металлических полезных ископаемых (*А.И. Голубев, В.И. Иващенко, Н.Н. Трофимов, М.М. Лавров*) 385
6.2. Месторождения неметаллических полезных ископаемых (*В.А. Шеков*) 396

ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ (*Н.В. Шаров, Ю.К. Щукин*) 402

ЛИТЕРАТУРА 407

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ 430

CONTENTS

LIST OF ABBREVIATIONS 11

PREFACE (*V.V. Shchiptsov*) 13

INTRODUCTION (*V.S. Kulikov, M.M. Filippov, N.V. Sharov*) 15

Chapter 1. STRATIGRAPHY AND MAGMATISM 19

1.1. Summary geological map of the Onega Structure. (*V.S. Kulikov, P.V. Medvedev, A.I. Golubev*) 19

1.2. Archaean 23

1.2.1. Archaean units in the Vodlozero block (*V.V. Kulikova*) 23

1.2.2. Meso-Neoarchaean (Lopian) Vedlozero-Segozero greenstone belt (*S.A. Svetov*) 28

1.3. Palaeoproterozoic 32

1.3.1. Sumian (*A.I. Golubev, S.A. Svetov, V.I. Korosov, A.I. Svetova, M.M. Lavrov, N.N. Trofimov, T.N. Nazarova*) 32

1.3.2. Sariolian (*V.I. Korosov, W.I. Robonen, T.N. Nazarova*) 50

1.3.3. Jatulian (*P.V. Medvedev, V.V. Makarikhin, A.I. Golubev, D.V. Rychanchik, N.N. Trofimov*) 52

1.3.4. Ludicovian (*V.S. Kulikov, D.V. Rychanchik, A.I. Golubev, M.M. Filippov, G.V. Tarkhanov, M.G. Frik, S.A. Svetov, V.V. Kulikova, S.Y. Sokolov, A.E. Romashkin*) 67

1.3.5. Kalevian (*D.V. Rychanchik, P.V. Medvedev, M.M. Filippov*) 101

1.3.6. Vepsian (*P.V. Medvedev, A.I. Golubev, V.S. Kulikov*) 119

1.4. Neoproterozoic (Vend) (*P.V. Medvedev*) 124

1.5. Unsolved problems in Proterozoic stratigraphy, magmatism, geochronology and correlation (*V.S. Kulikov, P.V. Medvedev, A.I. Golubev*) 125

Chapter 2. TECTONICS (*M.G. Leonov, V.S. Kulikov, D.S. Zykov, S.Y. Kolodyazhny, A.V. Poleshchuk*) 127

2.1. General description 127

2.2. Tectonic structure and structural-kinematic ensembles 131

2.3. Onega Lake basin and neotectonics 150

2.4. Sill magmatism 153

2.5. Geodynamic interpretation of the formation and evolution 158

2.6. Comparative tectonics of the Michigan basin and the Onega Structure 162

Chapter 3. ONEGA PARAMETRIC BOREHOLE (OPB) 171

3.1. Drilling technology (*V.A. Shvetsky*) 171

3.2. Structure of the section based on OPB drilling (*V.A. Krupenik, A.M. Akhmedov, K.Y. Sveshnikova*) 172

3.2.1. Archaean basement 172

3.2.2. Palaeoproterozoic 176

3.3. Correlation of OPB section with the reference sections of the Onega Structure (*V.A. Krupenik, K.Y. Sveshnikova*) 190

3.4. Petrology and geochemistry of igneous rocks in the OPB section (*V.V. Narkisova*) 195

3.4.1. Ludicovian (Palaeoproterozoic) basaltoids 195

3.4.2. Basement rocks (AR-PR) 208

3.5. Geochemical and ore-mineralogical characteristics of the section based on OPB drilling record (*V.A. Krupenik*, *K.Y. Sveshnikova*) 213

3.6. Variations in the compositions of ore mineralization and the mineralogenic characteristics of the rocks of the Zaonezhskaya suite in the OPB section (*I.V. Vikentyev, A.Y. Dokuchaev*) 228
3.6.1. Methods of research 228
3.6.2. Ore-geochemical characteristics of the rocks 231
3.7. Geophysical studies of the borehole (*O.A. Esipko, I.V. Neronova*) 237
3.8. Isotopic-geochemical characteristics of the OPB section 248
3.8.1. Isotopic composition of helium and argon in halite (*E.M. Prasolov, V.A. Krupenik*) 248
3.8.2. Isotopic composition of carbon, oxygen and sulphur in the Ludicovian and Jatulian rocks (*V.A. Krupenik, A.M. Akhmedov, K.Y. Sveshnikova*) 250
3.9. Results obtained and further plans (*L.V. Glushanin, O.N. Shchukin*) 255

Chapter 4. GLOBAL CHANGE OF THE EARTH SYSTEM DURING THE ARCHAEAN-PROTEROZOIC TRANSITION, ISOTOPIC CHRONOMETRY. 257
4.1. Global events reflected in the geological evolution of the Onega Structure 257
4.1.1. Global processes and events during the Archaean-Proterozoic transition (review) (*P.V. Medvedev*) 257
4.1.2. Lomagundi-Jatulian isotopic event (*P.V. Medvedev, D.V. Rychanchik*) 261
4.1.3. Upper mantle oxidation and oxygenating of the Earth's exosphere (*P.V. Medvedev, A.E. Romashkin, D.V. Rychanchik*) 265
4.1.4. Shunga phenomenon (*M.M. Filippov, V.K. Kushnerenko, G.V. Tarkhanov, M.G. Frik*) 266
4.2. Isotopic dating of rocks in the Onega Structure 292
4.2.1. Isotopic U-Pb and Lu-Hf systems in zircons and a Sm-Nd system in basement rocks (based on the OPB drilling record) (*A.M. Akhmedov, K.I. Lokhov, V.A. Krupenik, I.N. Kapitonov, K.Y. Sveshnikova, S.L. Presnyakov, E.S. Bogomolov, S.A. Sergeyev*) 292
4.2.2. Isotopic dating of Zaonezhskaya suite rocks subjected to stepwise alteration in the Khmelozerskaya syncline (*K.I. Lokhov, N.A. Goltsin, I.N. Kapitonov, E.M. Prasolov, Y.S. Polekhovsky, E.S. Bogomolov, A.M. Akhmedov, S.A. Sergeyev*) 297
4.2.3. Isotopic-geological characteristics of Lake Kimozero kimberlites (*K.I. Lokhov, Y.S. Polekhovsky, I.N. Kapitonov, E.N. Lepekhina, E.S. Bogomolov, S.A. Sergeyev*) 314
4.3. Conclusion (*P.V. Medvedev*) 320

Chapter 5. GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL AND PETROLOGICAL MODELS OF THE ONEGA STRUCTURE 323
5.1. Deep structure based on geophysical data 323
5.1.1. Geoelectrical studies (*B.N. Klabukov, S.Y. Sokolov, M.M. Filippov*) 323
5.1.2. Aeromagnetic studies (*L.A. Zhdanova, K.M. Ermokhin, B.N. Klabukov, S.Y. Sokolov, M.M. Filippov*) 327
5.1.3. Gravimetric studies (*L.A. Zhdanova, K.M. Ermokhin, B.N. Klabukov, S.Y. Sokolov, M.M. Filippov*) 330
5.1.4. Geophysical studies in the Onega Lake (*A.A. Makaryev, E.M. Makaryeva, A.V. Kiselev, A.I. Kiyashchenko, A.F. Eskov, A.A. Sakharov*) 339
5.2. Deep seismic study by the CDP, DSS and ECW methods 356
5.2.1. Seismological ECW and DSS studies (*E.V. Isanina, N.A. Krupnova, N.V. Sharov, S.I. Yuzhaninova*) 356
5.2.2. Seismic CDP and DSS studies (*N.G. Zamozhnyaya, E.V. Isanina, N.A. Krupnova, A.K. Suleimanov, N.V. Sharov*) 359

5.2.3. Correlation of CDP, DSS, ECW and tomography sections (*N.G. Zamozhnyaya, E.V. Isanina, N.A. Krupnova, N.V. Leshchenko, V.M. Stupak, A.K. Suleimanov, N.V. Sharov*) 360
5.2.4. Deep structure (*E.V. Isanina, V.B. Kryukov, N.V. Sharov, S.I. Yuzhaninova*) 367
5.3. Geological-geophysical model of the western Onega Structure (*O.A. Esipko, N.V. Sharov*) 374
5.4. Petrology-geodynamics model (*S.A. Svetov, V.S. Kulikov*) 378
5.5. Unsolved problems (*N.V. Sharov, Y.K. Shchukin*) 383

Chapter 6. MINERALOGENY OF THE ONEGA ORE PROVINCE 385
6.1. Complex metalliferous useful mineral deposits (*A.I. Golubev, V.I. Ivashchenko, N.N. Trofimov, M.M. Lavrov*) 385
6.2. Nonmetal deposits (*V.A. Shekov*) 396

PROSPECTIVES FURTHER STUDIES (*N.V. Sharov, Y.K. Shchukin*)..... 402

REFERENCES 407

BRIEF INFORMATION ABOUT THE AUTHORS 430

ГЛАВА 2

ТЕКТОНИКА

2.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Вопросы истории изучения, геологического строения, стратиграфии, литологии и палеогеографии ОС изложены в соответствующих главах этой книги, и здесь мы ограничимся лишь рассмотрением общих положений, необходимых для понимания тектонического строения и геодинамической эволюции данной структуры.

Онежская структура расположена на территории докембрийского Карельского массива (кратона или Карельской провинции) Балтийского щита (см. рис. 1.1). Карельский массив сложен гранито-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными комплексами архейского фундамента (саамский и лопийский комплексы), на которых с угловым несогласием и размывом залегают вулканогенно-осадочные отложения нижнепротерозойского протоплатформенного чехла (карельский комплекс) [Корреляция..., 1987; Кратц, 1963; Кратц, Лазарев, 1961; Очерки..., 1995; Путеводитель…, 1987; Сыстра, 1991; Тектоника..., 1978; Харитонов, 1963; Хейсканен, 1996; Этапы..., 1973 и мн. др.]. Южный и юго-восточный фланги массива перекрыты отложениями платформенного чехла Восточно-Европейской платформы, на юго-западе массив граничит со складчато-метаморфическими образованиями свекофеннид, на северо-востоке и севере – с породами Беломорского складчато-метаморфического пояса.

В пределах Карельского массива выделены различные типы структурных зон (структурных ансамблей) и соответствующих им кинематических обстановок [Леонов и др., 2001; Сыстра, 1991]. Они подразделяются на две категории. К первой относятся дугообразно-линейные зоны сплющивания и нагнетания, линейные зоны осепродольного концентрированного тектонического течения, зоны диссипативного купольно-сдвигового тектогенеза, которым свойственна отчетливо выраженная линеаризованность структурных элементов. Ко второму типу принадлежат широкие синклинальные структуры (например, Ладожская, Сегозерская, Лехтинская и др.), которые более или менее изометричны, или имеют форму линзы, неправильного треугольника, трапеции. Они выглядят как некие включения на общем фоне линейно-петельчатой структуры массива.

В центральной части Карельского массива генеральную структурную позицию занимает система сдвиговых зон северо-западного и субмеридионального простирания: Центрально-Карельская, Койкарско-Выгозерская, Кумсинская и др. (рис. 2.1). В парагенетическом единстве с этими сдвиговыми зонами и находятся тектонические депрессии, сохранившиеся в современном эрозионном срезе в виде мульдообразных структур. Наиболее ярким и показательным примером таких форм является расположенная на юге Карельского массива Онежская структура, которая представляет собой один из важнейших тектонических элементов не только Карельского массива, но и Фенноскандинавского щита в целом. Однако тектоническое значение Онежской структуры выходит за рамки регионального интереса, так как она стоит в одном ряду со своеобразными и широко развитыми на некоторых платформах внутриплитными структурами центрально-симметричного строения, происхождение и геодинамический смысл которых является предметом длительной дискуссии (библ. см. [Леонов, 2008]).

Онежская структура[1] – это сложно построенная мульдообразная по поверхности фундамента структура земной коры, выполненная вулканогенно-осадочными отложениями палеопротерозоя (рис. 2.2). Северная часть ОС – Северо-Онежский синклинорий (см. рис. 1.2) – охватывает северную половину Онежского озера с его побережьями. Восточный край синклинория образует пологую дугу, в принципе соответствующую Повенецкому заливу Онежского озера. Западным ограничением синклинория служит субмеридиональная Койкарско-Выгозерская зона сдвиговых деформаций, которая в области СЗ замыкания синклинория сливается с Кумсинской зоной дислокаций. На СЗ и севере он переходит в систему постепенно утоняющихся и сильно пережатых синклинальных структур: Салвиламбинской, Ялгамской и упомянутой выше Кумсинской. При движении на юг и ЮЗ образования синклинория надстраиваются верхними горизонтами палеопротерозоя (вепсия), приуроченными к пологой элипсовидной Южно-Онежской мульде. И, наконец, все перечисленные толщи перекрыты отложениями венда и фанерозоя неопротерозойского Петрозаводского грабена (что, впрочем, не подтверждено прямыми наблюдениями) и современными осадками впадины Онежского озера.

[1] Описание Онежской структуры дано на основании личных наблюдений и опубликованных данных. Библ. см. [Леонов, 2002].

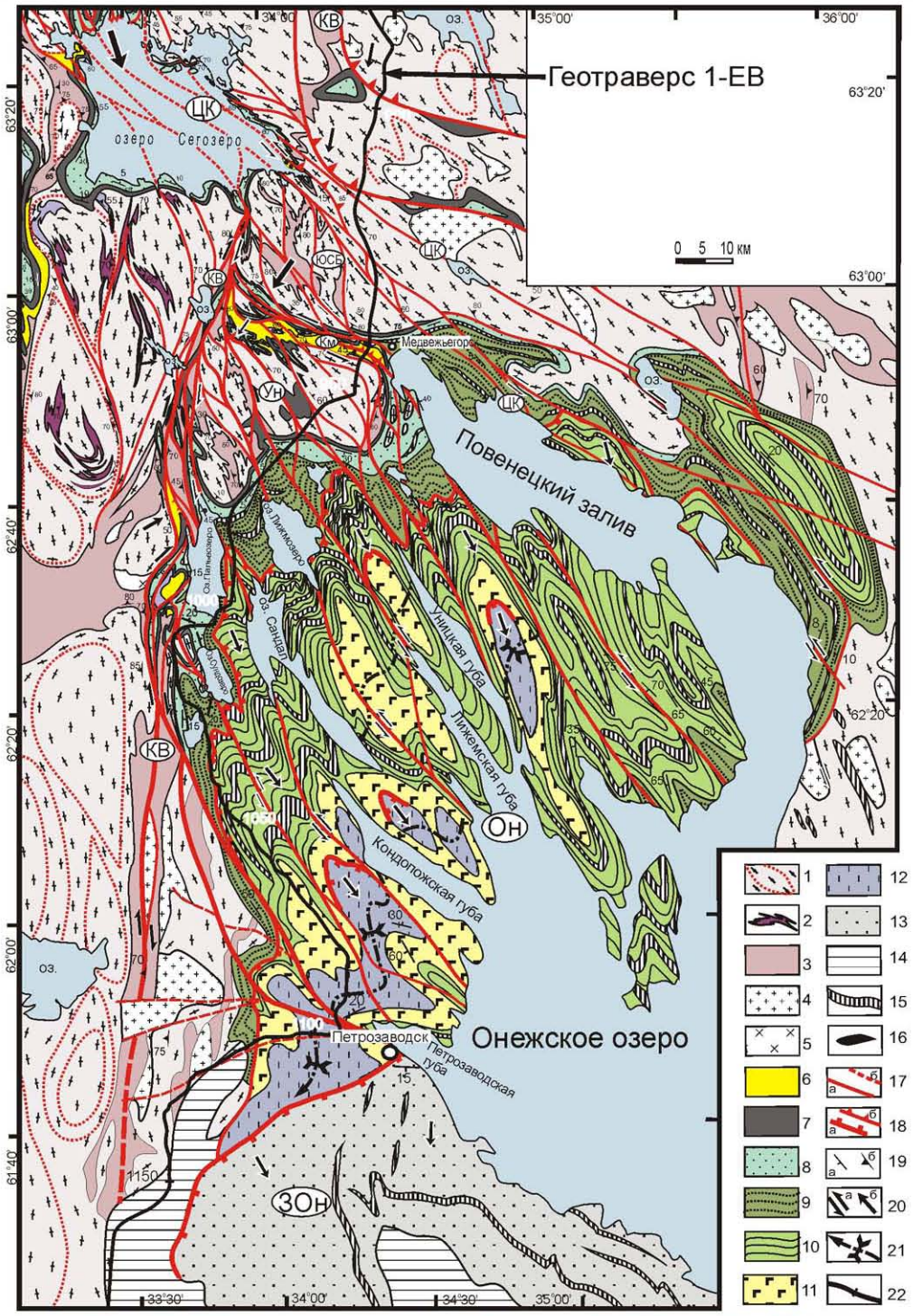


Рис. 2.1. Структурно-геологическая схема ОС (Сост. С.Ю. Колодяжный [2006] с использованием данных [Войтович, 1971; Новикова, Чахмахчев, 1967; Сыстра, 1991], фондовых материалов и личных наблюдений:

1–3 – архейские комплексы: 1 – гнейсограниты, 2 – плагиомикроклиновые граниты, 3 – образования гранит-зеленокаменных поясов; 4–11 – раннепротерозойские проточехольные комплексы: 4 – сумий, 5 – сариолий, 6 – нижний ятулий, 7 – верхний ятулий, 8 – нижний людиковий, 9 – верхний людиковий, 10 – ливий, 11 – вепсий; 12 – вендские отложения; 13–14 – осевые плоскости: антиклиналей (13) и синклиналей (14); 15 – взбросо-сдвиги и сдвиги: а – главные, б – второстепенные; 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. Буквы на схеме. Синклинальные структуры: Он – Онежская; Ун – Уницкий купол; зоны сдвига: ЦК – Центрально-Карельская, КВ – Койкарско-Выгозерская, Км – Кумсинская; Юсб – Южно-Сегозерский блок выдвигания

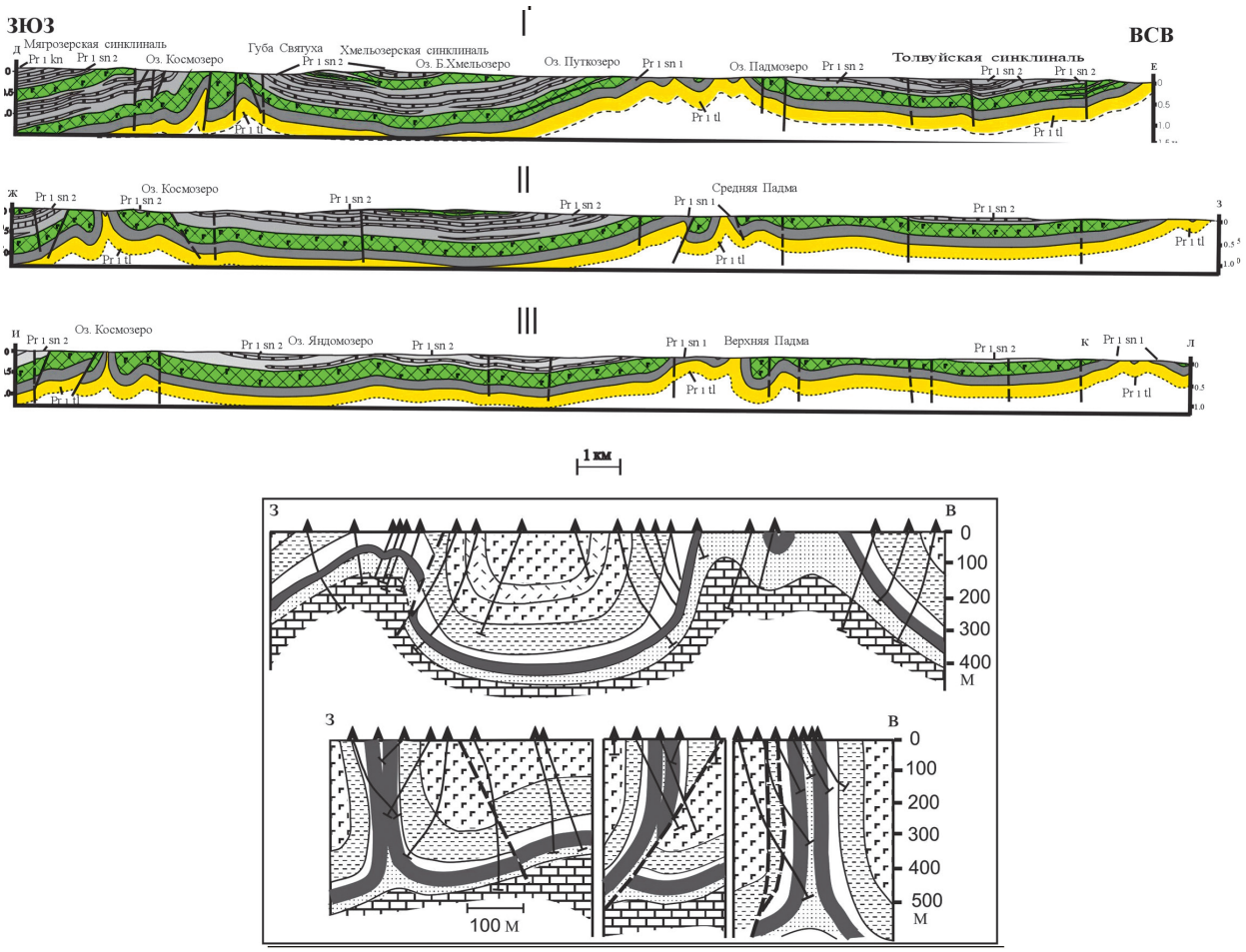


Рис. 2.2. Поперечные профили через псевдодиапировые антиклинальные структуры Северо-Онежского синклинория (по данным Отчета Карельской геологической экспедиции..., 1991):

различным крапом показаны разные горизонты нижнепротерозойского разреза. Объяснения в тексте

В основании палеопротерозойских комплексов ОС и во внутренних частях их разрезов отмечаются элементы структурной дисгармонии. Она проявлена в индивидуальных особенностях тектоники пород гранит-зеленокаменного фундамента и различных толщ палеопротерозоя, различающихся своей реологией и, соответственно, стилем и интенсивностью складчато-разрывных дислокаций. Дисгармоничные пакеты нередко разделены зонами срыва, что наиболее ярко выражено в развитии рассланцованных кор выветривания и тектонизированных базальных (в том числе соленосных) 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. Нужно отметить при этом, что имеющиеся данные, которые нашли подтверждение и при проходке ОПС, свидетельствуют о существовании в пределах Северо-Онежского синклинория единого мощного разреза палеопротерозойских отложений. Во всяком случае, признаков существования сколько-нибудь значительных надвигов и шарьяжей или тектонического совмещения различных горизонтов разреза бурение не обнаружило, как не обнаруживало их и бурение разведочных скважин на территории Заонежского полуострова.

Как было показано в предыдущей главе, в раннем протерозое Северо-Онежская структура представляла собой обширный и длительно развивающийся бассейн, который обладал чертами, общими для раннепротерозойской седиментации в регионе. Но в то же время это была относительно самостоятельная тектоно-седиментационная провинция, имеющая специфические литолого-седиментационный и магматический режимы и тектоническое строение [Кратц, 1963; Макарихин и др., 1995; Путеводитель…, 1987 и мн. др.]. Подчеркнем некоторые важные для понимания геодинамики региона, черты геологического строения территории.

Не повторяя приведенного в соответствующих главах (гл. 1 и 4) описания палеопротерозойских отложений ОС, кратко рассмотрим особенности режимов осадконакопления и вулканизма, проявившихся в ее пределах. В основании разреза палеопротерозоя, непосредственно на гранитно-метаморфическом архейском основании залегают отложения сумийского и сариолийского надгоризонтов, которые с несогласием перекрываются осадочными и вулканогенными образованиями ятулийского надгоризонта, состоящего из двух частей. Нижняя часть (сегозерский горизонт: янгозерская и медвежьегорская свиты; суммарная мощность 0–400 м) сложена кварцитами, кварцитопесчаниками, алевролитами, сланцами, кварцевыми и гранитными гравелитами и конгломератами, а также потоками базальтовых лав с прослоями их пирокластитов и габбро-долеритовыми силлами[2]. Кроме этого, на отдельных участках (район ОПС) в основании разреза располагаются толщи (галитовая и улитинская) суммарной мощностью около 500 м, представленные солями и ангидритами. Верхняя часть (онежский горизонт: туломозерская свита; мощность 150–500 м) выполнена пестроцветными и красноцветными доломитами, строматолитовыми и онколитовыми известняками, кварцитопесчаниками, гравелитами и различными сланцами. Отложения расслоены габбро-долеритовыми силлами.

Нижнеятулийские (сегозерский горизонт) осадочно-вулканогенные комплексы развиты преимущественно в северо-западной части Северо-Онежского синклинория. По данным многих исследователей, которые подтверждаются и нашими наблюдениями, ятулийские породы почти повсеместно залегают на коре выветривания, сформированной по гранитам архейского фундамента. Но в ряде мест (участки Гирвас – Святнаволок, Кумсинская синклиналь) они со структурным несогласием залегают на сумийских и сариолийских породах. Мощность ятулийских образований увеличивается с юга на север от 400 до 750 м. По направлению к югу и юго-востоку они постепенно выклиниваются и в центральной части впадины в основании протерозойского разреза скважинами вскрыты верхнеятулийские (онежский горизонт) карбонатно-терригенные отложения. В то же время ОПС выявила в основании разреза ангидрит-солевой комплекс (галитовая и улитинская толщи) и практически непрерывный разрез палеопротерозоя. Все факты свидетельствует о том, что режим общего опускания дна Онежского бассейна временами прерывался этапами его замедления, и, по-видимому, о постепенной миграции оси бассейна в южном направлении.

Литоседиментационные особенности осадочных отложений ятулия отвечают условиям обширного мелководного эпиконтинентального морского бассейна и его прибрежных областей без резкого рельефа, тектонических уступов и проявления серьезных внутриформационных тектонических событий. Об этом свидетельствуют как данные предыдущих исследований [Кратц, 1963; Макарихин и др., 1995; Негруца, Полеховский, 1995; Рейнек, Сингх, 1981; Рухин, 1962; Соколов, 1972; Условия..., 1974; Харитонов, 1963; Хейсканен, 1996; Швецов, 1948 и мн. др.], так и новые материалы, полученные при изучении керна из ОПС. Это высокая степень сортировки и окатанности обломочного материала; зрелость осадков; присутствие кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов; отсутствие грубообломочных фаций типа фангломератов и признаков лавинной седиментации; косая слоистость, следы капель дождя и трещин усыхания; карбонатные породы со строматолитами и онколитами, в т. ч. пестроцветные доломиты; фациальные переходы и местные перерывы; признаки размыва и стратиграфических несогласий в подошве всех горизонтов и отсутствие при этом структурных несогласий. Прослеживается тенденция к трансгрессии морского бассейна с течением времени (смена терригенного осадконакопления карбонатным).

Вулканогенные образования ятулия представлены базальтовыми лавовыми потоками, в т. ч. миндалекаменными, и их пирокластитами, а также зеленокаменно измененными габбро-долеритовыми силлами. Все вулканогенные породы расположены внутри толщи мелководных осадков эпиконтинентального морского бассейна со зрелой континентальной корой [Негруца, Полеховский, 1995] и принадлежат к категории платобазальтового траппового вулканизма с характерным набором петрохимических признаков и определенной структурной позицией [Голубев, Светов, 1983; Турченко и др., 1992; Шарков, 1984; Шарков и др., 2000 и мн. др.]. К протоплатформенному ряду толеит-базальтовой формации относится и расположенная на краю ОС Койкарско-Святнаволокский и Пудожгорский габбро-долеритовые интрузивы [Трофимов, 1995; Трофимов, Голубев, 1995].

Залегающие выше по разрезу толщи людиковия подразделяются на два горизонта. Нижний (заонежская свита; мощность 300–1800 м) сложен слюдисто-полевошпатовыми, карбонатными и шунгитоносными сланцами, песчаниками и известняками с горизонтами базальтов и их туфов. Верхний (суйсарская свита; мощность до 500 м) представлен чередованием туфосланцев и туфопесчаников, базальтов, пикробазальтов, пикритов и их туфов, туффитов, туфоконгломератов. Описаны

[2] Описание силлогенеза в Северо-Онежском синклинории будет приведено ниже.

также вулканические некки и интрузии ультраосновного состава. Вулканиты суйсарской свиты известны в юго-западной части Северо-Онежского синклинория в ядрах небольших синклинальных структур. Суйсарские вулканиты залегают на мелководно-морских отложениях и сами также не несут никаких признаков глубоководности. По петрохимическим данным вулканиты отнесены к внутриконтинентальным образованиям. В условиях существования морского бассейна людиковия проявился толеитовый вулканизм, а затем появились пикрит-базальтовые серии нормальной щелочности, формировавшиеся в условиях суйсарского морского бассейна.

Вверх по разрезу суйсарские вулканиты, согласно существующим представлениям [Атлас…, 2007; Кайряк, 1973; Куликов и др., 1999; Филиппов, 2002 и др.], надстраиваются отложениями калевия (кондопожская, падосская, вашезерская свиты; общей мощностью около 550 м). Эти отложения в западной части Северо-Онежского синклинория представлены мелководнобассейновыми и континентальными молассоидными отложениями: сероцветными граувакковыми и вулканомиктовыми песчаниками с прослоями конгломератов в основании разреза. Их фациальными аналогами в западном обрамлении структуры (Приладожье) являются толщи аркозовых песчаников и алевролитов также с прослоями конгломератов в основании разреза (ладожская серия).

Протерозойский разрез надстраивается отложениями вепсийского надгоризонта Южно-Онежской мульды, которые представлены мелководно-бассейновыми и континентальными молассоидными отложениями: сероцветными полевошпат-кварцевыми кварцитопесчаниками с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов петрозаводской свиты (внизу) (мощность до 600 м) и красноцветными, часто косослоистыми кварцитопесчаниками с прослоями алевролитов и мелкогалечных конгломератов шокшинской свиты (вверху) (мощность до 1000 м). В песчаниках часто встречаются плохо окатанные обломки шунгитоносных сланцев и алевролитов, сопоставимых с породами заонежской свиты. Шокшинская свита расслоена мощным габбродолеритовым силлом. Реальных следов тектонической инверсии на протяжении ятулия – вепсия в регионе не наблюдается, но на границе суйсарского и калевийского стратонов устанавливается незначительное угловое несогласие (район «Гельмерсеновского контакта»), а также размыв, который фиксируется появлением в основании кондопожской свиты прослоев конгломератов (см. гл. 1). Но режим активного прогибания затухает, и уменьшается проницаемость коры. Вместе с тем имеются признаки миграции Онежского бассейна к югу и сокращения его площади. В этот период бассейн, по-видимому, представлял собой замкнутую котловину, обрамленную областями относительного и, судя по отсутствию мощных крупногалечных конгломератов, малоамплитудного воздымания и денудации нижележащих черносланцевых толщ.

Массовые излияния вулканитов и нарастание их объемов от ятулия к суйсарию, смена составов от толеитовых базальтов к умеренно щелочным и появление высокомагнезиальных вулканитов в прогибах в обрамлении Карельского массива (Куолоярвинская структура), а также соответствующая минерализация указывают на режим растяжения континентальной литосферы и высокую проницаемость земной коры с выносом к поверхности земли мантийного вещества [Полеховский и др., 1995]. Но проницаемость корового слоя связана, вероятно, не с большими погружениями и растаскиванием блоков континентальной коры вплоть до образования зияний с корой океанического типа, а с процессом диссипативного растяжения относительно пластичного нижнекорового слоя (разновидность «пластичного спрединга» А. Кренера [Хаин, Божко, 1988]). При этом возникают дискретные линейные узкие ослабленные зоны (борозды) повышенной проницаемости [Голод и др., 1983; Куликов и др., 1999; Новикова, 1975].

Строение разреза и возрастной интервал осадконакопления указывают на чрезвычайно длительное развитие бассейна с относительно медленным осадконакоплением. За 300 млн лет (ятулий – людиковий) образовалось около 2500 м отложений; за более чем 600 млн лет (ятулий – вепсий) – около 5000 м, что свидетельствует о растянутом во времени медленном и дискретном проседании дна седиментационного бассейна. Последнее (проседание) могло быть обусловлено различными причинами, и выбор варианта зависит не только от определения режимов осадконакопления и вулканизма, но и от понимания тектонической структуры региона и механизма ее формирования как на этапе осадконакопления, так и в последующие периоды.

2.2. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИЕ АНСАМБЛИ

Регион ОС характеризуется неоднородностью тектонического плана и структуры различных этажей палеопротерозойского разреза. Наблюдается резкая дисгармония структурного рисунка в разных этажах, которая выражена, например, на границе гранит-зеленокаменного фундамента и рифтогенных

структур сумия и сариолия, а также последних и чехольного комплекса, на границе довепсийских и вепсийских комплексов. Но в то же время в породах фундамента и проточехла можно видеть элементы структурного единства, а также определенную преемственность (унаследованность) развития неотектонических структур от древних, палеопротерозойских. В плане ОС также неоднородна и состоит из четырех тектонических элементов: Кумсинско-Пальеозерско-Бураковского рифтового пояса, Северо-Онежского синклинория, Южно-Онежской мульды и современной впадины Онежского озера (см. рис. 1.2, 2.2). Наблюдается как бы «телескопическое вложение» друг в друга не менее четырех разновозрастных бассейнов, с некоторым смещением их центров к югу. Совокупность данных позволяет рассматривать все эти структуры в качестве единой области длительного (но прерывистого) прогибания.

Кумсинско-Пальеозерско-Бураковский рифтовый пояс сумийско-сариолийского возраста выделяется впервые. В пределах ОС он фиксируется на разрозненных трех участках (зонах) рифтогенной структуры: Кумсинская сложная синклиналь ЗСЗ простирания, 5 объектов Пальеозерской зоны субмеридиального простирания (Салвалампи, Эльмус, Койкары, Семча и Красная Речка) и корни Бураковской зоны СВ направления в виде крупных интрузивных тел (Центрально-Онежско-Авдеевской системы даек и Бураковского плутона, см. рис. 1.2). Описание этих объектов дано в гл. 1. Этот пояс является составной частью обширной сумийско-сариолийской рифтогенной системы Фенноскандинавского щита, наиболее яркие представители которого проторифты: Печенга-Имандра-Варзугский, Ветреный Пояс и Лапландский [Милановский, 1983; Смолькин, 1992; Шарков и др., 2006 и др.]. Рассматриваемый рифтовый пояс наряду с образованиями архея является фундаментом для ятулийско-вепсийских комплексов ОС.

Северо-Онежский синклинорий[3]***.*** Синклинорий имеет овально-ромбовидную форму, слегка вытянут в ЮЮВ-ССЗ СВ направлениях, имеет размер 120×150 км и размещается в области веерообразной виргации Центрально-Карельской зоны сдвига, которая расщепляется здесь на ряд сдвиговых зон высокого порядка, пронизывающих палеопротерозойские комплексы (см. рис. 2.1). Восточный край синклинория образует пологую дугу, в общих чертах повторяющую контуры Повенецкого залива Онежского озера. Западным ограничением мульды служит субмеридиональная Койкарско-Выгозерская (в южной части она носит название Сегежско-Мяндусельгской) зона сдвига, приуроченная к восточному краю Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, которая в области северо-западного замыкания ОС сливается с сопряженной с ней Кумсинской зоной дислокаций. К югу от последней центриклиналь ОС осложнена крупным Уницким куполом, в пределах которого на поверхность выведены породы архейского фундамента. В бортах ОС в породах архейского фундамента широко развиты разноранговые куполообразные и линзообразные структуры, составляющие полузамкнутый пояс тектонических поднятий в обрамлении депрессии. Юго-Западная часть Северо-Онежского синклинория с угловым несогласием перекрыта отложениями вепсия Южно-Онежской мульды, а последняя – отложениями венда и девона Русской плиты.

Главная особенность Северо-Онежского синклинория, описание которого основано на опубликованных данных [Афанасьева, 1997; Кратц, 1963; Новикова, Чахмахчев, 1967; Сыстра, 1991; Этапы..., 1973 и мн. др.], фондовых материалах и личных наблюдениях, – это чередование широких корытообразных синклиналей и узких линейно вытянутых антиклинальных структур, локализованных в зонах сдвиговых деформаций (см. рис. 1.2, 2.1, 2.2).

Синклинали (шириной 6–12 км), ядра которых выполнены черносланцево-базальтовыми образованиями заонежской свиты, имеют широкие плоские или слабо волнистые днища и короткие крутые крылья. Падение пород в пределах центральных частей структур 10–20° редко достигает 30–35°. Крупные складки могут быть осложнены пликативными деформациями более высоких порядков, разломами с малой амплитудой смещения (несколько десятков метров) и подворотами слоев.

В пределах синклинальных структур интенсивность вторичных структурно-вещественных преобразований невелика и сводится, главным образом, к проявлению субслойного тектонического течения, что имеет принципиальное значение для понимания общей тектоники региона. Так, в отложениях янгозерской, петрозаводской и шокшинской свит описаны различные формы внутрислоевых и межслоевых деформаций, отражающих продольное субслойное тектоническое течение горных пород [Копелиович, Симанович, 1966; Леонов и др., 1995]. Структуры субслойного тектонического течения отмечены в залегающих субгоризонтально породах петрозаводской и шокшинской свит [Леонов, 2008; Леонов и др., 1995]. Отложения внешне выглядят как совершенно недислоцированные, однако детальное изучение их внутренней структуры свидетельствует об обратном. В петроза-

[3] Термин «синклинорий» для Северо-Онежской структуры был применен Л.Я. Харитоновым [1966], а позднее Ю.Й. Сыстра [1991], и хотя термин в настоящее время употребляется редко, мы сохраняем его в данном случае, так как он полностью отражает суть тектонического стиля: общую синклинальную форму и сложноскладчатую внутреннюю структуру.

водской свите, например, объемная подвижность обусловлена возникновением в отдельных горизонтах системы зонок хрупко-пластического скалывания, подвижных ромбоэдровидных доменов и межслоевых зон проскальзывания (рис. 2.3), которые свидетельствуют о субслоевом сдвиговом течении горных пород.

На границах деформированных пластически и относительно недеформированных объемов возникают послойные срывы, отражающие дисгармонию хрупкого и пластического течения. Это подтверждено, помимо вышеприведенного материала, сведениями о вторичных преобразованиях, фиксируемых в корах выветривания. На территории Карельского массива на породах архейского фундамента залегают метаморфические образования, которые первично представляли собой кору выветривания [Корякин, 1970], которая была перекрыта отложениями палеопротерозойского протоплатформенного чехла. На поверхности гранитов метаморфизованная кора выветривания представлена кварц-серицитовыми образованиями, мощность которых от 30–50 см до 15–20 м. В основании кор выветривания исходные породы монолитны, имеют массивную текстуру без признаков рассланцевания. Вверх по разрезу трещиноватость гранитов увеличивается, они дезинтегрируются на угловатые и угловато-закругленные глыбы. Трещины заполнены карбонат-кварц-серицитовым цементом песчаного облика. У контакта с перекрывающими граниты отложениями протоплатформенного чехла породы коры выветривания интенсивно рассланцованы и метаморфизованы до зеленосланцевой фации. Минералы и их агрегаты вытянуты в направлении сланцеватости, которая часто не совпадает с седиментационной слоистостью вышележащих осадочных толщ. Сланцевая структура вновь возникшей кварц-серицитовой породы и плоскостное распределение в ней минеральных индивидов и их агрегатов является следствием рассланцевания доятулийских кор выветривания [Корякин, 1970].

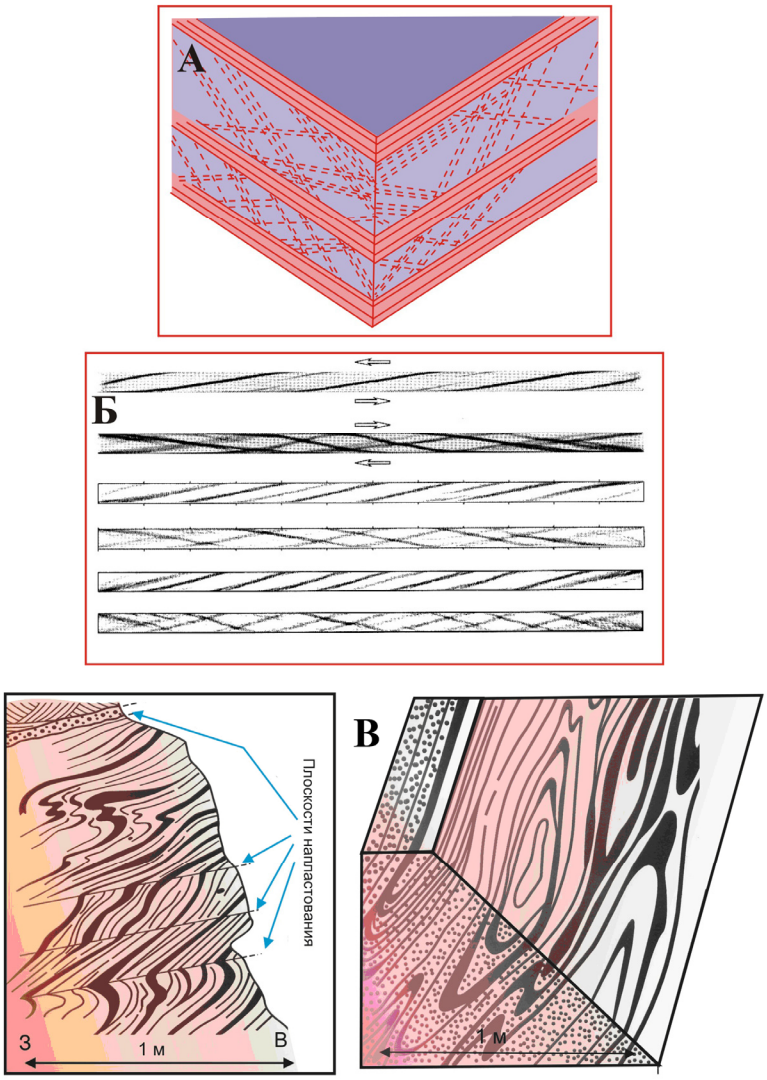


Рис. 2.3. А – структура кварцитопесчаников петрозаводской свиты (окрестности с. Соломенное); Б – формирование полос дислокации при сдвиге на границе слоев; В – межслоевые зоны проскальзывания.

В перекрывающих рассланцованную кору выветривания отложениях метаморфизм и рассланцевание постепенно ослабевают и на некотором расстоянии от контакта с гранитами полностью исчезают. Таким образом, метаморфизованная и рассланцованная кора выветривания в современном виде представляет собой горизонт дифференциального субслойного (субгоризонтального) скольжения (образование сланцевой структуры невозможно без участия стресса и сдвигового течения вещества) и является зоной тектонического срыва на границе архейского фундамента и нижнепротерозойского протоплатформенного чехла. Подобные срывы наблюдаются во многих обнажениях протоплатформенного чехла, в частности, в системе куполов-складок Северного Прионежья [Леонов и др., 1996], и отражают наличие субслойной и субгоризонтальной тектонической расслоенности массива в условиях сдвигового течения.

Антиклинальные складки, ядра которых сложены пластичными интенсивно дислоцированными доломитами и нижележащими терригенно-карбонатными породами туломозерской свиты, являются зонами сложной напряженной линейной складчатости с чертами гребневидной структуры выжимания, напоминающей диапир (см. рис. 2.2). Имея ширину порядка 1–4 км и амплитуду, часто превышающую 600 м, они прослеживаются по простиранию на многие десятки километров. По сравнению с синклинальными структурами в ядрах антиклиналей отмечается значительное увеличение мощностей (в 2–4 раза) карбонатных и карбонатно-терригенных пачек онежского горизонта туломозерской свиты, что свидетельствует о тектоническом перетекании материала и его нагнетании в антиклинальные псевдодиапировые структуры.

Антиклинали представляют собой или отдельные структуры, или осложнены сопряженными складками и разломами. Эти структуры маркируют зоны сдвиговых дислокаций и характеризуются проявлением конформных разрывов и сложной напряженной складчатости высокого порядка. Иногда это относительно широкие складки, сопоставимые с синклинальными, но чаще – это узкие, сильно пережатые складки гребневидной и грибовидной формы с раскрывающимися наподобие цветка или пальмового дерева крыльями. В этом случае они осложнены взбросо-сдвигами и надвигами. Падение пород на крыльях – до вертикального и запрокинутого. Фактически антиклинали представляют собой гребневидные и грибовидные структуры выжимания (протрузии), осложненные дополнительными складками, взбросо-сдвигами и надвигами. Антиклинальные зоны ассоциируют с продольными сдвигами, что подчеркивается кулисным расположением осложняющих структуру мелких складок и даек габбродолеритов. Вдоль этих разрывов породы залегают более круто. Сдвиговое течение пород в антиклинальных зонах проявлено неравномерно. Оси складок испытывают виргацию и ундулируют по простиранию, но в целом ориентированы в северо-западном направлении.

Степень вторичной структурно-вещественной переработки пород в антиклинальных структурах, в отличие от синклиналей, чрезвычайно велика, что подчеркивается рассланцеванием, кливажем, катаклазом и брекчированием, а также повышенной степенью метаморфических преобразований и интенсивной рудовмещающей альбит-карбонат-слюдистой метасоматической минерализацией с радиоизотопными возрастами 1900–1700, 1100–900, 150–100 млн лет [Полеховский и др., 1995]. Максимально обогащенные руды концентрируются в наиболее деформированных центральных частях таких зон.

Оси складок слегка извилисты и образуют виргации, шарниры испытывают ундуляцию, но генеральный план отвечает главному карельскому направлению (ЮЮВ-ССЗ). Шарниры складок в целом воздымаются к северо-западу, в направлении выходов гранитного основания, где наблюдаются их центриклинальные и периклинальные замыкания. Крупные складчатые структуры часто распадаются на ряд более мелких складок, располагающихся кулисообразно друг относительно друга, что подчеркивает наличие сдвиговой составляющей. Морфология и характер проявления складчатости в породах разной реологии различны. 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.

По данным Е.Н. Афанасьевой [1990, 1997], в архейском фундаменте складчатые зоны маркированы разломами, зонами рассланцевания и повышенной тектонической трещиноватости. В породах карельского комплекса те же зоны выражены в форме линейных гребневидных 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. На границе фундамент – чехол происходит не только количественные (ширина зон динамического влияния разломов), но и качественные изменения. В чехольных комплексах происходит выжимание вверх – в сторону свободной поверхности, в фундаменте – вниз, чем определяется синклинальное строение зон на нижних уровнях [Афанасьева, 1990, 1997]. Эта закономерность отражает разнонаправленное движение вещества в чехольном комплексе и в фундаменте и свидетельствует о существовании структурных ячей течения в пределах последнего.

Однако правило это не универсально, часто наблюдается конформность структурного плана фундамента и чехла, по простиранию морфология структур и направление движения могут меняться, что будет показано ниже, в частности, на примере Койкарско-Сегозерской зоны. В то же время структурная дисгармония между комплексом основания и образованиями чехла сохраняется, что подчеркивается наличием регионально выраженного срыва на границе

фундамент/проточехол. Присутствие срыва-отделителя (detachment fault) определяется также и общей структурой чехольного комплекса синклинория, более сложной, чем это рисуется для поверхности фундамента.

Парагенез структур, их ориентировка и характер изменения мощностей свидетельствуют о тектоническом течении материала от синклиналей к антиклиналям и вдоль простирания антиклинальных зон (сдвиговое течение). Течение материала происходит неравномерно. Максимальные сдвиговые деформации осуществляются вблизи смесителей; при удалении от них деформации затухают. В ядрах антиклиналей мощность горизонтов, особенно карбонатных, возрастает в сравнении с синклинальными структурами. Это свидетельствует о тектоническом перетекании материала и его нагнетании в антиклинальные псевдодиапировые структуры, которые, возможно, было бы правильнее называть протрузиями или эжективными структурами. К зонам концентрированных деформаций приурочены рудопроявления метасоматического генезиса. Все это подтверждает вывод о высокой проницаемости зон концентрированных деформаций. Антиклинальные зоны представляют собой типичные зоны концентрированной деформации с морфологией структур «цветка» (flower structures) (рис. 2.4).

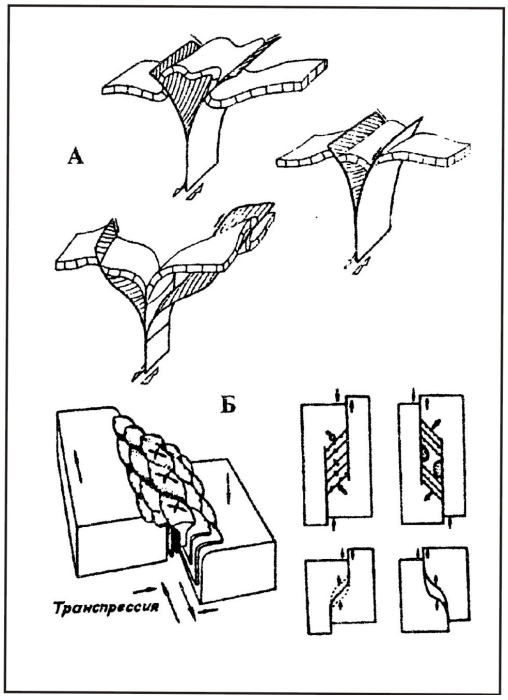


Рис. 2.4. Структуры цветка (пальмового дерева). А – по: [Alvarez, Maurin, 1991]. Б – по: [Морозов, Гептнер, 1997]

Гребневидные антиклинали и псевдодиапировые структуры Северо-Онежского синклинория чаще формируются в результате пластического течения карбонатных пород верхнего ятулия. Можно полагать, что и соленосные толщи, обнаруженные ОПС в основании разреза палеопротерозоя, также подвержены интенсивным пластическим деформациям. Во многом сходные образования были выявлены в связи с тектоно-метасоматической переработкой шунгитоносных сланцев людиковия и развитием куполообразных структур протыкания, которые образуют обогащенные залежи углеродистых пород [Филиппов, 2002]. При этом формируются цепочки куполов вне всякой связи с «карбонатными диапирами». Эти данные свидетельствуют о существовании, по крайней мере, трех высокопластичных и подвижных горизонтов в разрезе Онежской депрессии, обладающих внутренней дисгармонией по отношению к смежным комплексам. Это соли и ангидриты основания ятулийского разреза, карбонатные породы туломозерской свиты и шунгитоносные сланцы людиковийского надгоризонта.

В формировании куполовидных «цветковых» структур принимают участие и граниты архейского фундамента, что хорошо видно на западном борту Онежского синклинория. В обрамлении Уницкого купола крылья Онежской и Кумсинской синклиналей осложнены полосой выходов небольших куполовидных структур, в ядрах которых обнажаются гранитоиды архейского фундамента, перекрытые или сариолийскими конгломератами, или непосредственно толщами ятулия. В рельефе купола выражены пологими сельгами (удлиненными холмами), в плане они несколько вытянуты в соответствии с общим простиранием структур. Протяженность куполов (при ширине в сотни метров) не превышает 2–5 км. Один из хорошо обнаженных куполов расположен на дороге Петрозаводск – Мурманск в 0,5 км южнее моста через р. Кумсу (рис. 2.5, 2.6). Детальное описание этого объекта содержится в [Виноградов и др., 2001; Леонов и др., 1996], и здесь мы изложим лишь обобщенные данные.

Вдоль дороги с севера на юг обнажаются:

1. Среднезернистые, иногда порфировидные граниты и гранодиориты, содержащие ксенолиты кварцевых диоритов. Гранитоиды пересекаются пегматитовыми жилами и дайками основного состава.

2. С гранитоидами через маломощную зону гранитной дресвы контактирует пласт (10 м) глыбово-галечного конгломерата, обломки и глыбы в котором представлены гранитоидами, аналогичными упомянутым выше. Размер обломков 1–50 см. Сортировка и элементы внутренней стратификации отсутствуют. Глыбы и обломки округлые или неправильно-изометричной формы, но много

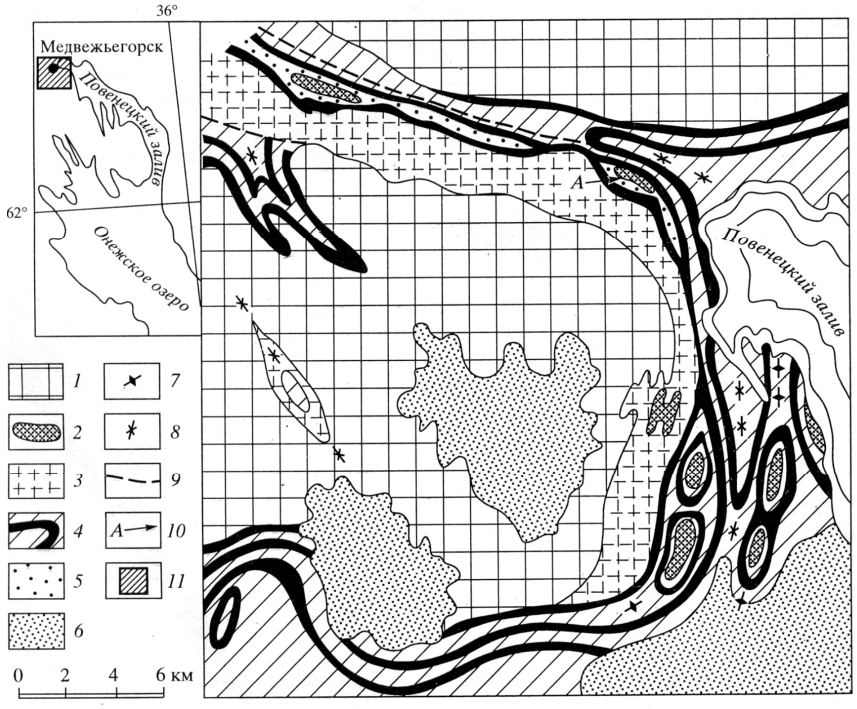


Рис. 2.5. Схема геологического строения северо-западного Прионежья и положение гранитных куполов:

1–2 – образования раннеархейского фундамента: 1 – основные, 2 – в ядрах частных антиклиналей; 3–5 – позднеархейские и раннепротерозойские образования: 3 – лопий, 4 – ятулий; 5 – сумий, сариолий; 6 – четвертичные отложения; 7–8 – оси структур: антиклинали (7), синклинали (8); 9 – надвиги; 10 – Кумсинский купол; 11 – местоположение участка на карте-врезке

обломков с формой, приближающейся к ромбоэдрической. Заполняющее вещество интенсивно милонитизировано и подвержено бластезу.

3. Южнее, через зону тектонического срыва, осложняющую первично стратиграфический контакт, залегают деформированные полимиктовые конгломераты с маломощным (до 1 м) горизонтом альбит-биотитовых метасоматитов (горизонт 3). Метасоматически измененные породы этого горизонта образуют хвостообразные затеки по трещинам в плотных глыбовых конгломератах слоя 2.

4. Пачка переслаивания (4 м) зеленых сланцев, по-видимому метатуффитов, и глыбово-галечных гранитных конгломератов, отличающихся от пород сл. 2 присутствием зеленосланцевого цементирующего матрикса.

5. Рассланцованные темноцветные пуддинговые полимиктовые метаконгломераты (более 40 м). Гальки представлены метаандезитами, кварцитами и гранитоидами, аналогичными архейским гранитам ядра купола. Большинство галек деформировано (расплющено и вытянуто по простиранию толщ), но при отсутствии деформации 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.

Постепенные переходы между выделенными разновидностями пород, идентичный состав гранитоидов в массиве и в гальках конгломератов, несмотря на тектонические срывы вдоль контактов, свидетельствуют о первичной стратиграфической последовательности упомянутых слоев. Также очевидно, что конгломераты отлагались непосредственно на гранитоидах, представленных в ядре купола, и являются продуктами их размыва. Подобные соотношения описаны во многих местах Карельского массива [Кратц, 1963; Негруца, 1963] (см. разд. 1.3.1), и конгломераты этого стратиграфического уровня всеми исследователями относятся к сариолию. Однако в данном случае вызывает интерес пликативная купольная форма поверхности досариолийского пенеплена, а также наличие горизонта метаморфических пород (зеленых сланцев) в нижней части протоплатформенного чехольного комплекса.

Граниты интенсивно раздроблены и пронизаны системой эшелонированных и элементарных зон скалывания шириной от 1 см до 1–2 м, выполненных бластокатаклазитами и бластомилонитами с многочисленными зеркалами скольжения и минеральной линейностью. Переплетение разрывов и трещин обуславливает выкалывание крупных (0,5–2,5 м) и мелких (сантиметры) блоков, имеющих форму ромбоэдров или параллелепипедов с длинной осью, ориентированной преимущественно в субвертикальном направлении с некоторым наклоном в южной части массива к югу, в северной части к северу, что создает веерообразный рисунок. Сами же зоны скалывания образуют сопряженную систему, в которой сколы падают навстречу друг другу под углами 40°–80° и таким образом образуют открытый кверху веер. Ромбоэдровидные блоки гранитоидов в процессе сложного мозаичного перемещения по системе сколов частью вели себя как жесткие и неделимые объемы (см. рис. 2.6, фрагм. 3), а частью испытали начальную пластическую деформацию,

так как имеют изогнуто-линзовидную форму (см. рис. 2.6, фрагм. 2). У окончаний отдельных линз образуются хвостообразные скопления хлорит-биотитового материала (дворики давления), расположение которых также указывает на перемещение материала вверх в соответствии с положением общего «веера деформации».

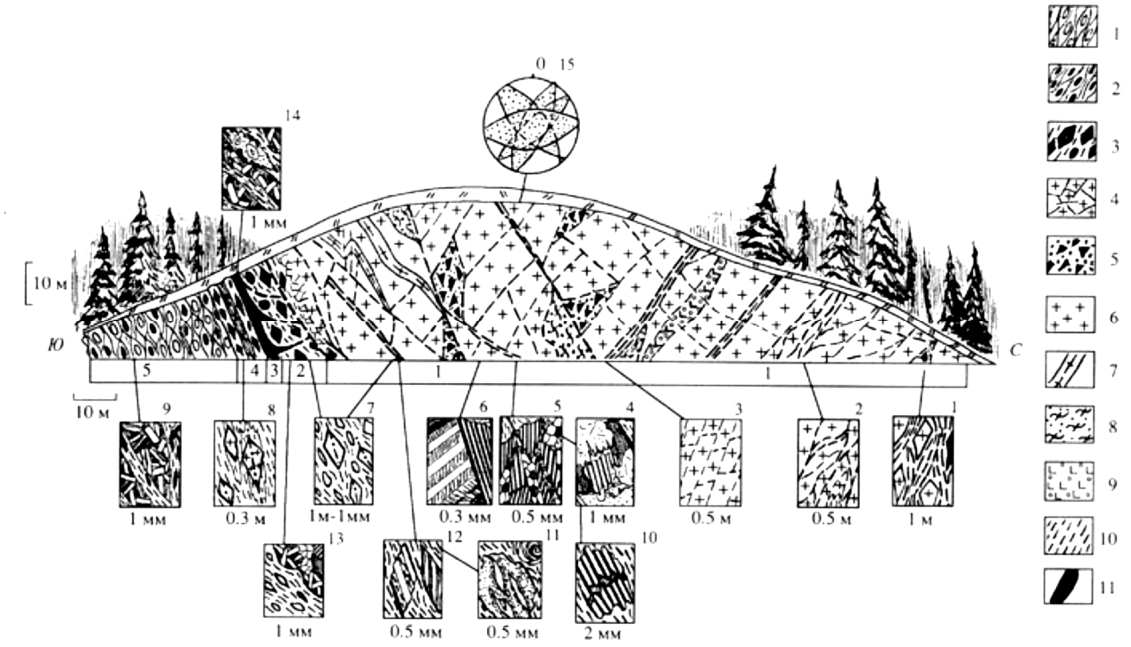


Рис. 2.6. Строение Кумсинского купола [Леонов и др., 1996]:

1–4 – сариолийские образования: 1 – полимиктовые рассланцованные конгломераты, 2 – биотитовые скопления в конгломератах, 3 – глыбовые гранитные конгломерато-брекчии, 4 – граниотный дресвяник; 5 – тектоническая брекчия; 6–9 – породы раннеархейского фундамента: 6 – граниты и гранодиориты, 7 – пегматиты, 8 – кварцевые диориты, 9 – дайки основного состава; 10 – зоны скалывания и бластомилонитизации; 11 – альбит-биотитовые метасоматиты

В целом гранитоиды, образующие купол, представляют собой тектоническую брекчию – продукт хрупко-пластической деформации. Об этом свидетельствуют: общая дезинтеграция пород массива; относительное перемещение его отдельных блоков; изгиб и будинаж жил и даек, пронизывающих массив; наличие линзовидно-петельчатых структур, двориков давления, зон рассланцевания и многочисленных зеркал скольжения.

Тектоническое перемещение гранитоидов фундамента является результатом сочетания хрупких (преимущественно) и пластических (имеющих подчиненное значение) деформаций. Наиболее интенсивные деформации наблюдаются в зонах хрупко-пластического скалывания, но и в них они весьма неравномерны и дискретны. С неравномерным распределением в пространстве деформаций увязывается и неравномерность вещественных преобразований гранитоидов, фиксируемое на микроуровне. Отмечено эпимагматическое замещение и частичное разложение первичных минералов (биотита, плагиоклаза, роговой обманки, калиевого полевого шпата).

Даже слабое проявление деформаций в гранитоидах придает процессам разложения и замещения минералов структурную направленность и завершенность. В полевых шпатах появляются пятнистые и неправильно-сетчатые участки серицитизации и соссюритизации, подчеркивающие контуры обособившихся зерен альбита. Серицит, развиваясь по плагиоклазу, образует плоскопараллельные чешуйки по отдельным двойниковым пластинкам. В результате трансляционного скольжения вдоль плоскостей двойникования чешуйки приобретают единообразный наклон, образуя микроструктуры дифференциального скольжения (см. рис. 2.6, фрагм. 6). Если скольжение осуществляется вдоль плоскостей двойникования, то это подчеркивается изменением формы кристаллов и смятием в микроскладки поперечных направлению скольжения трещинок отрыва, пертитовых и симплектитовых вростков (см. рис. 2.6, фрагм. 10).

Структурную упорядоченность имеет процесс альбитизации калиевых полевых шпатов. Хвостообразные вростки альбита вытянуты в соответствии с направлением общего течения горных

масс. Альбитизация также происходит и в результате дифференциального скольжения путем двойникования. Кристаллы биотита при деформации испытывают изгиб и скольжение по спайности. При более интенсивной деформации в гранитоидах вдоль границ первично магматических зерен развиваются процессы бластеза, приводящие к появлению гранобластического агрегата альбит-кварцевого состава с редкими чешуйками серицита и хлорита.

Явное структурирование гранитоидов выражается в образовании ориентированных минеральных выделений: линзочек рекристаллизованного кварца, чешуек деформированного и хлоритизированного биотита и удлиненных зерен полевых шпатов, растащенных по системам микросколов и зон трансляционного скольжения. Широко распространены трещинки отрыва, перпендикулярные общему удлинению и заполненные поперечно ориентированными чешуйками серицита и хлорита. Накопление продуктов разложения гранитоидов в межзерновых пространствах приводит к ослаблению сил сцепления минеральных зерен, что открывает новые возможности для дислокационных процессов, и к возрастанию амплитуды межзерновых перемещений, милонитизации краевых частей зерен и синкинематическому бластезу.

Зерна полевого шпата и кварца в различной степени замещены альбитом. Их форма изменяется от ромбоидальной (результат хрупкого выкалывания) до округлой и линзовидной – следствие истирания при вращении, регенерации, скольжении и перекристаллизации при пластической деформации. Длинные оси таких порфирокластов всегда ориентированы в направлении хрупко-пластического течения (см. рис. 2.6, фрагм. 7). Продуктом наиболее интенсивного изменения являются линзовидные пластически деформированные порфирокласты. В зернах кварца такой формы видны линейные домены волнистого угасания, вытянутые по удлинению порфирокласта (см. рис. 2.6, фрагм. 12). Кластические зерна плагиоклазов испытывают внутреннее трансляционное скольжение вдоль плоскости одной из систем полисинтетического двойникования и замещаются альбитом. Изредка отмечается вращение этих зерен, что в условиях синкинематической перекристаллизации приводит к появлению структур «снежного кома», образованных пластинчатыми спиралевидно закрученными выделениями альбита.

В чехле, представленном конгломератами сариолия (?), стиль деформаций определяется прежде всего развитием сланцеватости, которая отчетливо выражена в цементе полимиктовых пуддинговых конгломератов. Здесь элементарные микросдвиговые плоскости сланцеватости образуют линзовидно-петельчатую субслойную систему, придающую породам свилеватую текстуру. Сланцеватость обтекает гальки гранитоидов и кварцитов, которые в результате общего ламинарного скольжения испытали прокатку. Гальки вулканитов, напротив, пронизываются сланцеватостью, в результате чего они уплощаются, вытягиваются по падению (реже по простиранию) сланцеватости, в целом круто падающей к северу, в соответствии со слоистостью.

В глыбово-галечных конгломератах (см. рис. 2.6, слой 2, прослои в пачке 4) сланцеватость менее отчетливая и выражена лишь на микроуровне в ориентировке минералов, составляющих цементирующую массу. Гальки и глыбы гранитов или не деформированы, или деформированы и изменены, аналогично гранитам ядерной части купола. Дифференциальное движение вещества нашло отражение в расположении гранитных «параллелепипедов» – крупных остроугольных обломков гранитоидного состава. Логично допустить, что первоначально обломки подобной формы располагались так, что их плоские широкие грани были субпараллельны напластованию. В настоящее время параллельными плоскостям напластования и общей сланцеватости оказались длинные оси этих блоков. Следовательно, в процессе деформации эти блоки испытали вращение и переориентировку.

В конгломератах пачки 4 деформации наиболее заметны: здесь около блоков возникли «дворики давления», заполненные слюдой и ориентированные по сланцеватости. Сами же блоки и гальки обтекаются достаточно совершенной сланцеватостью (см. рис. 2.6, фрагм. 8). Таким образом, в толще конгломератов проявлены хрупкие и пластические деформации (преобладают последние), что выражено в развитии сланцеватости, во вращении, расплющивании, появлении «двориков давления» и приведении к единой ориентировке длинных осей обломочных компонентов. Вышележащая часть вулканогенно-осадочного разреза, судя по многочисленным выходам миндалекаменных базальтов ятулия, не затронута сколько-нибудь заметными проявлениями пластической деформации. Здесь доминируют широкие открытые складки и несовершенная система разреженных сколовых трещин.

Структурно-вещественные преобразования в конгломератах проявлены несколько иначе, чем в гранитах. В гранитоидах интенсивные вещественные преобразования приурочены к дискретным зонам хрупко-пластических деформаций, а в конгломератах этот процесс захватывает практически

весь объем горных пород. В гранитоидах преобладает хрупкая катакластическая деформация, а в конгломератах главную роль играют процессы пластического течения.

Глыбы и гальки гранитоидов в конгломератах слоя 2 заключены в дезинтегрированном матриксе, первоначально представлявшим собой гранитный дресвяник. Породы пронизаны многочисленными сложно переплетающимися зонами скалывания, вдоль которых цементирующий матрикс превращен в бластомилониты; лишь локальные объемы сохраняют элементы первичной обломочной структуры. Фактически почти весь рассматриваемый слой превращен в единую зону скалывания. Минеральный состав бластомилонитового матрикса представлен в основном серицитом с включениями тонких чешуек хлорита, зеленого биотита, изометричных зерен альбита и кварца. Отмечается большое количество выколотых и пластически деформированных порфирокластов полевого шпата и кварца. Минералы образуют ориентированную лепидобластовую порфирокластическую структуру. Минеральная сланцеватость отчетливо выражена на микроуровне, но невооруженным глазом она практически не видна.

Структурно-вещественные преобразования порфирокластов и обломков гранитов во многом аналогичны описанным в теле гранитов. Однако в конгломератах более широко распространено метасоматическое замещение полевых шпатов альбитом. В зонах интенсивного течения (рассланцевания) подобные агрегаты испытывают вращение и внутреннюю переориентировку. В тенях давления и краевых частях гранитных обломков отмечено присутствие криптокристаллических агрегатов кварц-полевошпатового состава (ультрамилонитов). В некоторых случаях они раскристаллизованы настолько слабо, что напоминают слабо девитрифицированное стекло (псевдотахилиты).

В метатуффитах (пачка 4) сланцеватость становится более совершенной, а сами породы превращены в зеленые сланцы, сложенные преимущественно хлоритом, хлоритизированным биотитом, гранобластическими зернами альбита и кварца. Эти минералы составляют сланцеватую лепидобластовую структуру, на фоне которой развиты неориентированные порфиробласты зеленого биотита. Последние иногда испытывают вращение, деформацию и приведены к плоскости общего рассланцевания. В основной массе встречаются деформированные обломочные зерна магматического плагиоклаза (андезина), испытавшего сильную альбитизацию и соссюритизацию, а местами идиоморфно замещенного эпидотом и кальцитом. В отдельных объемах зеленых сланцев присутствуют ультрамилониты, состоящие из криптозернистого альбита и соссюрита.

Для толщи пуддинговых конгломератов пачки 5 бластомилонитизация не характерна, ультрамилониты не встречены. Цемент конгломератов зеленосланцевый, сложен хлоритом, альбитом, эпидотом и биотитом с небольшой примесью актинолита. В цементе конгломератов часто встречаются скопления биотита, нарастающие на затравочные обломочные зерна кварца. Форма этих скоплений округло-эллипсоидальная, с ориентировкой длинных осей вдоль сланцеватости. Размер по длинной оси до 5–7 см. Гальки гранитоидов и вулканитов в пределах пачки 5 изменены относительно слабо, что отражает тенденцию постепенного, но быстрого затухания метаморфизма при удалении от контакта гранитоидов фундамента с сариолийскими конгломератами.

Изложенный здесь материал и ранее опубликованные данные [Леонов и др., 1996] указывают на то, что возникновение купола и его современные морфоструктурные особенности связаны с деформацией фундамента. В гранитоидах она имела хрупко-пластический характер, а в перекрывающих сариолийских конгломератах преимущественно пластический, выраженный в общем рассланцевании и смятии слоев. Различия в типе деформаций были связаны с различной реологией пород. В гранитах деформация осуществлялась прежде всего в форме сложного мозаичного перемещения относительно крупных доменов и блоков в результате скольжения по веерообразным системам сколов. Оно дополнялось процессами катакластического течения, межзерновым проскальзыванием, милонитизацией. При этом максимально дезинтегрированные объемы гранитоидов (милониты и ультрамилониты) испытали перекристаллизацию, превращаясь в бластомилониты и слюдистые сланцы. Процессы перекристаллизации и регенерации, приводя к появлению ориентированных структур и удлинению минеральных зерен, совместно с общим брекчированием и катаклазом обуславливали тектоническую деформацию кристаллических пород без разрыва их сплошности в форме преимущественного катакластического течения. Прослеживается прогрессивный переход от процессов хрупкого разрушения через тонкое диспергирование к структурно-вещественным преобразованиям, связанным с пластической деформацией.

Таким образом, развитие купола обусловлено катакластическим течением гранитиоидов и субслойным течением пород чехла. Различия в реологии сред и стиле их деформирования отражаются в появлении срывов на границе фундамент – чехол и развитии дисгармоничных структурно-

вещественных преобразований. Исходя из изложенного можно полагать, что сходные процессы свойственны гранитно-метаморфическому фундаменту Онежской структуры, но проявляются они дискретно в зонах концентрированной деформации (структурах цветка).

Чередование узких, линейно вытянутых и интенсивно дислоцированных антиклинальных структур нагнетания, связанных со сдвиговым течением, и широких корытообразных синклиналей, в пределах которых породы проточехла практически не затронуты складчатыми деформациями, но в которых проявлены, как мы видели, процессы субслойного течения, свидетельствует об избирательном характере деформации, сконцентрированной лишь по отдельным (антиклинальным) зонам. А это, в свою очередь, заставляет полагать, что она осуществляется за счет тектонических напряжений, распределенных в пространстве дискретно. Поэтому способ передачи тектонической нагрузки, приводящей к деформации, по-видимому, не связан с простым 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 (в т. ч. и соленосные толщи), и, возможно, более глубинные уровни кристаллического цоколя. Таким образом, наиболее вероятным механизмом формирования гребневидной складчатости является проявление многоярусных зон субгоризонтального тектонического течения.

Выше было сказано, что Северо-Онежский синклинорий рассечен узкими зонами концентрированных деформаций. Эти зоны выходят за ее пределы и трассируются среди обширных выступов архейского фундамента и в пределах самого фундамента. Структуры подобного типа расположены и в обрамлении мульды, являясь в современном срезе ее естественными ограничениями. Более того, именно эти зоны во всей полноте раскрывают особенности тектоники и механизма формирования линейных псевдодиапировых структур Онежского региона, их связь со структурным планом Карельского массива и взаимоотношения в системе «архейский фундамент – палеопротерозойский чехол».

Приведем описание двух таких структур: Койкарско-Сегозерской, которая ограничивает Северо-Онежский синклинорий с запада, и Кумсинской, являющейся краевой на северо-западе синклинория.

Койкарско-Выгозерская зона. Данная зона входит в состав Центрально-Карельской зоны концентрированных деформаций (см. рис. 2.1), которая к югу от оз. Сегозеро распадается на две ветви: Сегозерско-Кумсинскую и Койкарско-Выгозерскую. Эта структура описана в многочисленных публикациях [Войтович, 1971; Кратц, 1963; Миллер, 1988; Новикова, 1975; Новикова, Чахмахчев, 1967; Путеводитель..., 1987; Робонен, Рыбаков, 1978; Светов, 1979; Светова, 1978; Стратиграфия..., 1992; Сыстра, 1991; Трофимов, Голубев, 1995 и др.]. Синтез опубликованных данных и собственных наблюдений [Колодяжный, 1999, 2000; Леонов и др., 1999] содержится в [Колодяжный, 2006] (рис. 2.7, 2.8, 2.9).

Койкарско-Выгозерская зона, при ширине порядка 5–10 км, прослеживается в субмеридиональном направлении более чем на 100 км (см. рис. 2.7). В ее строении участвуют гранитогнейсы, вулканогенно-осадочные и интрузивные породы архея, а также вулканогенно-осадочные толщи нижнепротерозойского протоплатформенного чехла. Зона ограничена субвертикальными разломами и зонами пластического сдвигового течения, а в ее пределах преобладает субвертикальное положение пластов и сланцеватости. Породы пронизаны крутопадающими разрывами, а также зонами рассланцевания и бластомилонитизации, вдоль которых происходит тектоническое совмещение линз, сложенных породами различного возраста и состава. Наблюдаются элементы диагонально-кулисного по отношению к простиранию зоны расположения линзовидных тел, осевых поверхностей складок, вязких разрывов. Тектонические линзы часто имеют сигмоидальную форму и ограничены вязкими сдвиговыми нарушениями. Гнейсовидность и сланцеватость в пределах линз субконформна плоскостям их ограничения. В результате формируется линзовидно-петельчатый структурный рисунок, свойственный зонам сдвиговых деформаций [Бондаренко, 1991; Муди, Хилл, 1960; Расцветаев, 1987, 1997; Тевелев, 1997; Хиллс, 1967].

Проточехольные образования в северной части зоны образуют узкие синклинали, диагонально или конформно ориентированные по отношению к простиранию зоны и зажатые между выходами пород фундамента. На южном отрезке проточехол залегает более полого; средние углы падения составляют 15–20°, достигая 55° и более. Протерозойские породы образуют здесь кулисную систему куполовидных антиклиналей, в ядрах которых обнажаются породы фундамента. Одной из них является Койкарская структура, которая представляет собой выраженную в совре-

менном рельефе куполовидную, каплеобразную в плане брахиантиклиналь (см. рис. 2.7, 2.8). Ядро структуры сложено вулканогенно-осадочными породами лопия, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации, и залегающими на них со структурно-метаморфическим несогласием нижнепротерозойскими андезитобазальтами сумия и выше – конгломератами сариолия. На всех обозначенных сериях пород с угловым несогласием и размывом залегают вулканогенно-осадочные толщи ятулия, формирующие крылья антиклинали и округлую периклиналь с крутым (до 50°) погружением структуры к северу. Крутопадающие вязкие разрывы, ограничивающие линзы фундамента, проникают в ятулийский проточехол, в пределах которого они трансформируются в субслойные срывы и рассеиваются в виде более частных зон трещиноватости и разрывов, что в конечном итоге приводит к появлению структуры «цветка». В Койкарской структуре выделено три структурно-формационных этажа: (а) фундамент, сложенный лопийскими породами; (б) сумийско-сариолийские образования (рифтогенного) комплекса; (в) ятулийские осадочно-вулканогенные породы протоплатформенного чехла. Каждому из комплексов свойственны характерные структурные парагенезы.

Структурные парагенезы фундамента. Лопийский комплекс ядра Койкарской антиклинали имеет складчато-линзовидную внутреннюю структуру [Колодяжный, 1999; Миллер, 1988]. Внутри отдельных тектонических линз отмечены фрагменты ранних линейных складок F_1, осложненных асимметричными складками F_2 с левым рисунком. На стереографической проекции складки F_1 выглядят как цилиндрические; складки F_2 имеют коническую морфологию и образуют сопряженную систему. Это подтвердило изучение и мелких складок данной генерации, которые расположены диагонально-кулисно, образуя левосдвиговой рисунок.



Рис. 2.7. Структурно-геологическая схема Койкарско-Сегозерской зоны концентрированной деформации (Сост. С.Ю. Колодяжный [2006] с использованием материалов ПГО «Севзапгеология» и [Войтович, 1971; Колодяжный, 1999; Сыстра, 1991]:

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 габбродолеритов (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: а) ранней (C_3), б) поздней стадий (C_4), 18 – реконструированные векторы перемещения крупных объемов горных масс

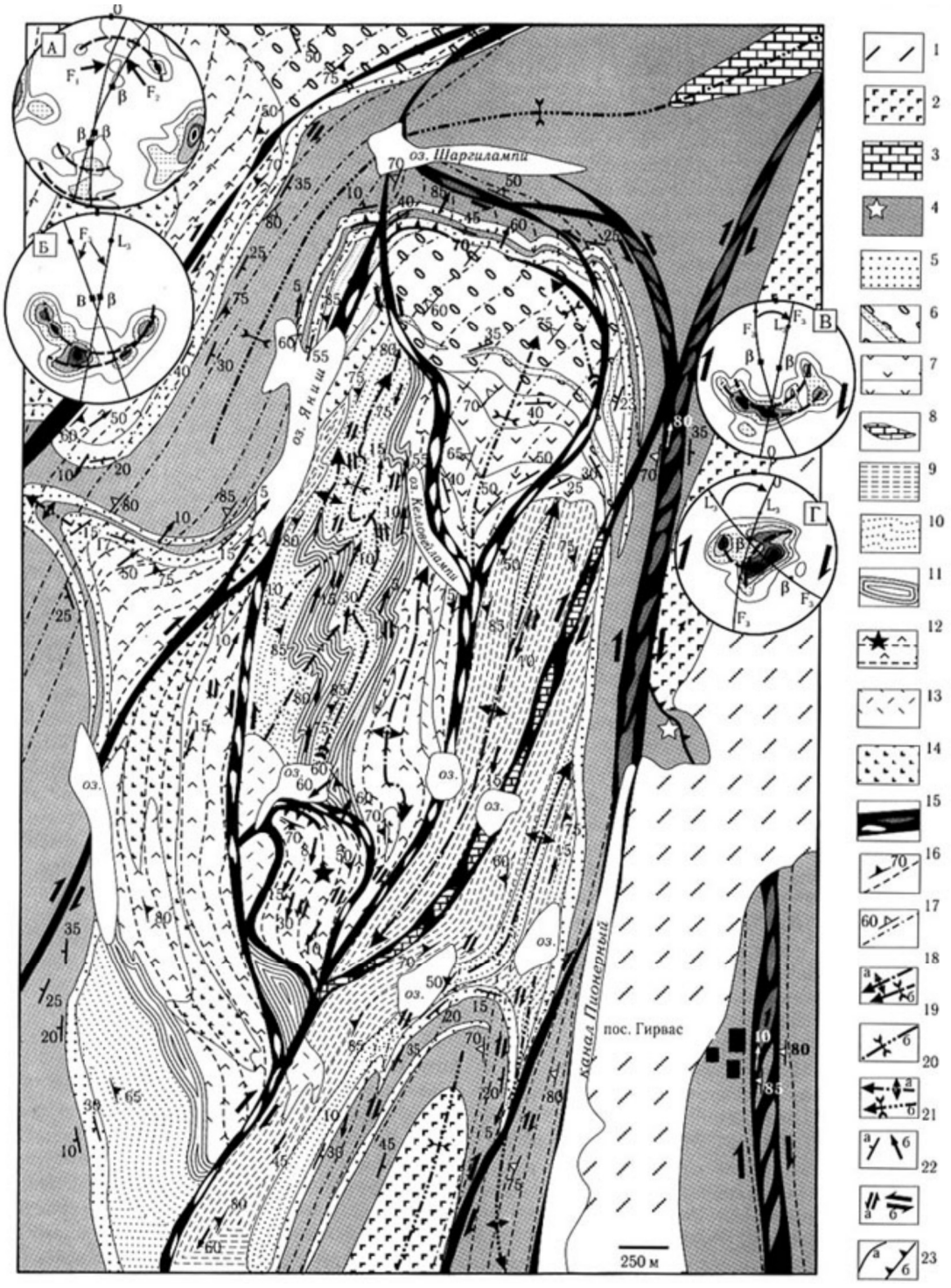


Рис. 2.8. Схема строения Койкарской антиклинали (Сост. С.Ю. Колодяжный [2006]):

1 – четвертичные отложения; 2–5 – ятулий: 2 – силл габбродолеритов, 3 – карбонатно-терригенные породы, 4 – базальты (звездочка – вулканическая постройка), 5 – кварцевые конгломераты и песчаники; 6 – сариолий: полимиктовые конгломераты с маркирующими горизонтами песчаников; 7 – сумий: андезибазальты; 8–14 – лопий: 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 – габбродиабазы; 15 – сдвиговые зоны с рассланцеванием и с линзами различных пород; 16–17 – элементы залегания: 16 – сланцеватости, 17 – кливажа скалывания; 18–20 – простирание осевых поверхностей складок: 18 – F1, 19 – F2, 20 – F3 (а – антиклинали, б – синклинали); 21 – элементы залегания: слоистости (а), линейности удлинения (б); 22 – направления перемещения вдоль сдвиговых зон: микроуровня (а), макроуровня (б); 23 – геологические границы: стратиграфические (а), надвиги (б)

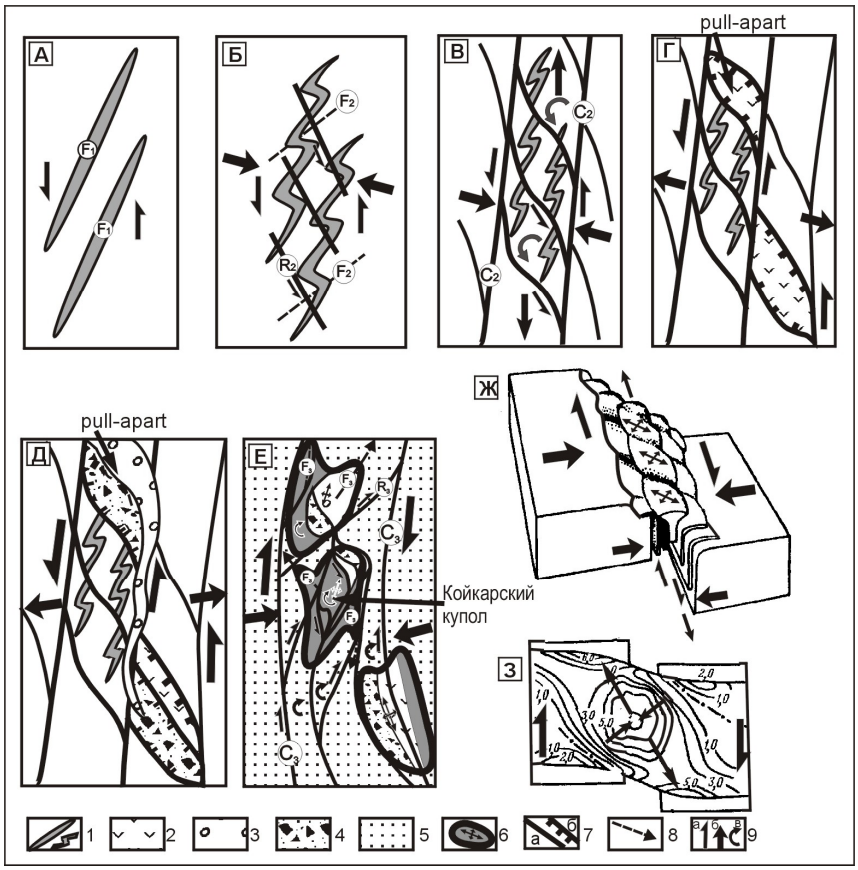


Рис. 2.9. Схема структурно-кинематической эволюции Койкарской зоны (Сост. С.Ю. Колодяжный [Леонов, Колодяжный, 2002]):

А, Б, В – лопийский этап; Г – сумийский этап; Д – сариолийский этап; Е – сфекофеннский этап; Ж – модель формирования структуры цветка (по: [Морозов, Гептнер, 1997], З – модель формирования купольной структуры в зоне сдвига (по: [Бондаренко, 1991]).

1 – складки в породах лопийского комплекса; 2 – сумий (андезиобазальты); 3 – сариолий (конгломераты); 4 – ятулий (песчаники, конгломераты); 5 – купольно-сдвиговые структуры; 6 – взбросо-сдвиги; 7 – оси складок; 8 – оси складок; 9 – направления: сдвига (а), растяжения-сжатия (б), вращения (в). F1, F2, F3 – оси складок первой, второй и третьей генераций. С – главные сдвиги, R – диагональные вторичные сдвиги

Со складками второй генерации связаны мезо- и микроструктурные формы: C-S структуры, главные (C_2) и вторичные (сколы Риделя R2) сдвиговые зонки; линейность удлинения (L); асимметричные складки; крениляционный кливаж; сигмоидальные структуры вращения; минеральная сланцеватость; минерализованные зонки теней давления. Морфология и пространственное сочетание структур указывают на развитие в пределах лопийских образований объемных левосдвиговых перемещений, имеющих диссипативный характер. 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.

Парагенезы третьей генерации наследуют ранние структурные элементы, но направление перемещения полярно меняется: плоскости ранних левых сдвигов C_2 пре-образуются в правые сдвиги C_3. Это подчеркивается подворотом вторичных сдвиговых зонок и правосдвиговыми складками течения F_3, а также вращением будин по часовой стрелке. Поверхности R_2 подновляются конформными сколами, но возникают и секущие разрывы. Эти структуры расположены диагонально по отношению к главным сдвигам C_3 и представляют собой унаследованно развивающиеся антитетические микросдвиги третьей генерации, смещения вдоль которых связаны с вращением межсдвиговых литонов по часовой стрелке при синхронных правосдвиговых смещениях вдоль плоскостей C_3 (сдвиг типа «домино»). Отмечены сопряженные системы кинк-зон (Kz_3), кинематические пары которых отражают продольное сжатие. В совокупности со структурами правого сдвига (система «домино»), представляющими собой структуры продольного удлинения, эти формы образуют динамопары чередующихся по простиранию сегментов сжатия и растяжения. Это свидетельствует о том, что объемные сдвиговые деформации в лопийских породах обуславливают общее продольное тектоническое течение, развивающееся с разной интенсивностью, в результате чего формируются локальные области оттока и нагнетания.

Анализ удлинения деформированных галек и других включений показал, что в центральных частях крупных тектонических линз, сложенных породами лопия, линейность ориентирована полого; в областях выклинивания линз – постепенно погружается и становится субвертикальной. Таким образом, в пределах лопийского ядра фиксируются элементы как продольного (по простиранию зоны), так и субвертикального течения материала. Макро-, мезо-, и микроструктурный

рисунки ядра Койкарской структуры подобны друг другу, и их совокупность указывает на общее горизонтально-продольное течение, на фоне которого были обособлены локальные области продольного выжимания и нагнетания горных масс. В то же время куполообразная форма структуры и наличие субвертикальных направлений перемещения горных масс позволяет говорить о сдвигово-купольной кинематике. Однако речь не идет о классических гранитогнейсовых куполах: здесь формируются структуры, купольная форма которых вырисовывается по линейно-плоскостным элементам и общей морфологии.

Структурные парагенезы квазичехольного комплекса (реликт рифтового пояса). Андезибазальтовые лавы сумия и конгломераты сариолия слагают крупную линзу в районе северного замыкания Койкарской антиклинали. Разрывы, ограничивающие линзу, прослеживаются в фундамент и имеют выявленные в этом комплексе структурные признаки сдвигового течения третьей генерации. Протерозойские породы, в целом слабо метаморфизованные, в этих зонах преобразованы в бластомилониты зеленосланцевой фации, идентичные тектонитам, сформированным по породам лопия. В пределах комплекса фиксируются две системы сопряженных конических складок, осевые плоскости которых образуют острый угол (см. рис. 2.8, Б, В). Кливаж осевой плоскости отсутствует, но развит кливаж разлома, имеющий ориентировку, аналогичную плоскостям C_3 в лопийских породах. Поверхности кливажа скалывания испытывают сигмоидальный изгиб (вращение по часовой стрелке). Таким образом, сумийско-сариолийские толщи имеют складчато-линзовидную структуру, сходную с таковой лопийского комплекса, а развитые в них конические складки свидетельствуют о проявлении сдвиговых деформаций. Следовательно, развитие структур третьей генерации в пределах лопийского комплекса связано с постсариолийским этапом деформации, а различная интенсивность структурной перестройки – с разной реологией породных масс: пластичных и подвижных лопийских и относительно монолитных и жестких сумийско-сариолийских.

Структурные парагенезы проточехла. Породы ятулийского чехла слагают крылья Койкарской антиклинали, осложненной двумя диагональными антиклиналями второго порядка. Базальная поверхность и слоистость ятулийских пород образуют пликативную структуру. На стереографической проекции полюса этих поверхностей рассеиваются в пределах концентрического поля, отражающего куполообразной особенности (см. рис. 2.8, Г). Отмечаются две полосы концентрации полюсов вдоль малодуговых траекторий, что соответствует двум системам, по-видимому, сопряженных складок конической морфологии, осложняющих морфоструктуру. Одна система складок (ССВ 15º) конформна простиранию Койкарской зоны, другая (СЗ направления) является диагональной.

Относительно слабо метаморфизованные породы ятулия рассечены разветвленной системой крутопадающих зон сдвиговых деформаций. Ширина отдельных зон превышает 200 м. В их пределах породы рассланцованы и разлинзованы, превращены в альбит-биотит-хлоритовые (по базальтам) и серицит-кварцевые (по терригенным породам) бластомилониты. Эти зоны прослеживаются в породы лопийского фундамента. Данный парагенез по ориентировке и набору структурных форм, по вещественному составу, типам тектонитов и по кинематическим признакам сопоставим со структурными парагенезами третьей генерации, развитыми в лопийском комплексе. За пределами зон сдвиговых деформаций ятулийские породы дислоцированы слабо: локально развит кливаж разлома, простирание которого в целом подчинено главным сдвиговым зонам C_3. Отмечается проникновение ятулийского кливажа в лопийские породы, где он сливается с конформно ориентированными плоскостными структурами третьей генерации.

Основываясь на приведенных данных, можно представить структурно-тектоническую эволюцию Койкарской купольно-сдвиговой структуры следующим образом (рис. 2.9). К концу позднего архея (ребольский тектоно-метаморфический цикл) формируется система линейных складок F_1, имеющих северо-восточную ориентировку (в современных координатах!) (см. рис. 2.9, А). Их формирование связано с начальными этапами деформации сдвига. Последующее развитие деформаций с левосдвиговой кинематикой приводит к формированию асимметричных складок F_2, продольных сдвигов C_2 и диагональных нарушений Риделя R_2, что обуславливает появление складчато-линзовой структуры, которая развивалась синхронно со складчатостью, с взаимоналожением складчатых и разрывных структур друг на друга (см. рис. 2.9, Б, В, Г). После формирования проточехольного (рифтогенного) комплекса (раннепалеопротерозойская фаза диастрофизма) фундамент продолжает испытывать пластические сдвиговые деформации в режиме ремобилизации, однако в условиях дифференциального течения горных масс в данном объеме происходит смена кинематики с левосдвиговой (см. рис. 2.9, Д) на правосдвиговую (см. рис. 2.9, Е). При этом плоскостные структурные элементы древних структур наследуются молодыми. В конечном итоге в результате комплексного взаимодействия пород фундамента и чехла в поле сдвиговых деформаций и

наличия вертикальной составляющей перемещений формируется Койкарская купольно-сдвиговая структура, развитие которой продолжается, как показывают структурно-геоморфологические исследования, и в настоящее время.

Анализ структурного рисунка Койкарской зоны в целом и его сопоставление с рассмотренными структурно-кинематическими парагенезами Койкарской антиклинали [Колодяжный, 1999] указывают на существование протяженной зоны концентрированных сдвиговых деформаций и на единство структурно-кинематических процессов на всем ее протяжении. Формирование сильно пережатой сдвиговой зоны, сопровождаемое возникновением оперяющих структур типа козырьковых надвигов [Войтович, 1971], указывает на существование режима транспрессии, по крайней мере в периоды ребольского, свекофеннского и неотектонического этапов структурообразования. В процессе развития сдвиговой деформации происходит линеаризация структурного плана. Таким образом, развитие Койкарской купольно-сдвиговой структуры обусловлено сложным взаимодействием пород метаморфического фундамента и чехла в условиях сдвиговых перемещений.

Кумсинская зона. Кумсинская зона так же, как и Койкарско-Сегозерская, 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. 2.10, см. рис. 2.1). По направлению к юго-востоку от г. Медвежьегорска Кумсинская зона сливается со складчатыми структурами северо-восточного крыла Северо-Онежского синклинория. 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 однокрылую 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 км 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. 2.1, 2.10).

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. 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 неоархейскими 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.

Радиоизотопные данные, полученные по образцам бластомилонитизированных гранитов купольных структур, дали следующие возрасты: K-Ar: 1830 $\pm$ 10 млн лет; Rb-Sr: 1670 $\pm$ 60 млн лет. 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 ОС, в частности, крупного Уницкого купола.

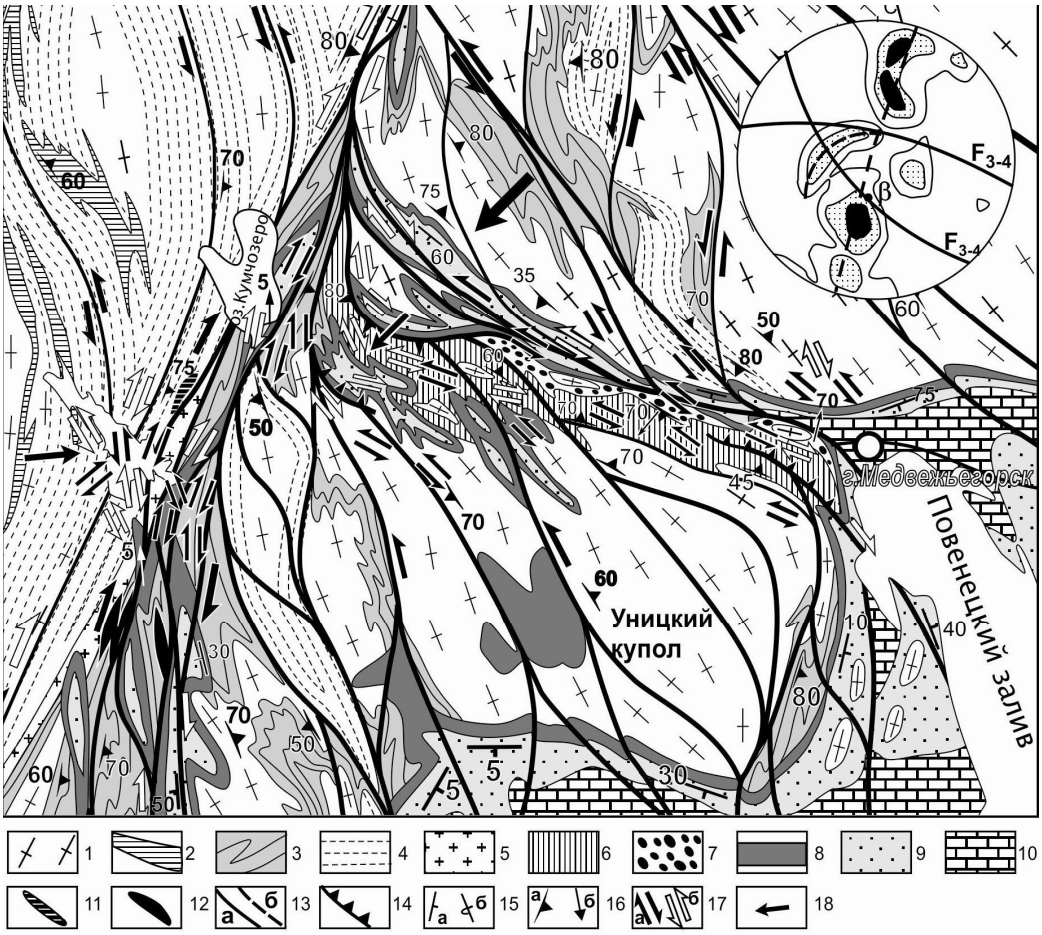


Рис. 2.10. Структурно-кинематическая схема Кумсинской сдвиговой зоны (Сост. С.Ю. Колодяжный). Диаграмма – стереографическая проекция полюсов слоистости сумийско-ятулийских пород Кумсинской структуры: 141 замер, изолинии 1–4–8 %. Буквенные обозначения: F_{3-4} – осевые плоскости складок третьей – четвертой генерации, β – ось складчатости:

1–5 – неоархей: 1 – гнейсограниты, 2 – гнейсы, 3 – лопийские зеленокаменные комплексы, 4 – мигматит-граниты, 5 – плагиомикроклиновые граниты; 6–12 – палеопротерозой: 6 – сумийские андезибазальты, 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 габбродолеритов (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 – слоистость нормальная (а) и опрокинутая (б), 16 – сланцеватость (а) и линейность удлинения (б); 17 – направления сдвиговых перемещений свекофеннского этапа: а – ранней (C_3) и б – поздней стадий (C_4), 18 – реконструированные векторы перемещения крупных объемов горных масс

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 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. 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 концентри-

руются 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, залегающими 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. 2.10). Анализ складчатости свидетельствует о наличии двух систем складок: запрокинутых к югу цилиндрических и конических структур, которые, вероятно, являются субсинхронными (см. рис. 2.10 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 Северо-Онежского синклинория. 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) ранние продольные левосдвиговые перемещения (C_3), связанные с этапом хрупко-пластического течения; 2) более поздние пластически-хрупкие и хрупкие деформации, характеризующие в целом обстановку транспрессии – сплющивания (C_4). Совокупность кинематических данных показана на геолого-структурной схеме (см. рис. 2.10). 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 [Кратц, 1963; Сыстра, 1991; Харитонов, 1966]. Частные структурные парагенезы во многом сходны со структурными ансамблями Койкарско-Выгозерской 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 сжатия: 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.

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 смежный с ней Южно-Сегозерский блок 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 тектоно-метаморфической ремобилизации.

В целом Кумсинская структура может быть охарактеризована как зона сплющивания, возникшая преимущественно в условиях чистого сдвига между сближающимися пластичными массами Медвежьегорского и Уницкого куполов. Таким образом, судя по совокупности структурных ансамблей, рассматриваемый сегмент между Сегозерской синклиналью (на СЗ) и Северо-Онежским синклинорием (на ЮВ) является областью интенсивного тектонического сжатия и выжимания горных масс.

Южно-Онежская мульда. Эта структура расположена к югу от Северо-Онежского синклинория (см. рис. 1.2). Она выполнена отложениями петрозаводской и шокшинской свит вепсийского

надгоризонта, которые по общепринятым представлениям надстраивают разрез палеопротерозоя. Отложения этих свит формируют крупную (60×120 км) открытую мульду сундучной (?) формы и асимметричного строения. Углы падения слоистости на крутом западном крыле достигают 70–90º, на восточном, пологом, составляют 5–10º, редко достигая 20–25º. Отмечены складчатые дислокации более высокого порядка с размахом крыльев до десятков метров [Гарбар, 1971]. В южной части мульды выделены второстепенные субмеридиональные синклинальные складки: Важинская и Прионежская, которые разделены Таржепольской антиклиналью. На севере выделяется Ужесельская синклиналь (южнее Петрозаводска). Общее достаточно простое строение осложнено многочисленными сбросо-сдвигами преимущественно северо-восточного, реже северо-западного и субширотного направлений. Территория мульды разбита этими разломами на многочисленные неправильной формы и различной величины блоки. Смещения по этим разломам невелики, но могут достигать нескольких сот метров.

Однако, кроме крутых разломов, определяющих блоковую внутреннюю структуру Южно-Онежской мульды, в ее пределах встречены и нарушения иной морфологии, которые приурочены в основном к горизонту шокшинских кварцитопесчаников. Обнаружены послойные срывы, секущие взбросы, надвиги, а также практически вертикальные разрывы, по которым устанавливаются взбросо-сдвиговые перемещения. Толща пронизана огромным числом трещин, стенки которых покрыты зеркалами скольжения, ориентированными как в направлении слоистости, так и под углом к ней. Ориентировка борозд скольжения указывает на послойные перемещения, а также на секущие надвиговые и взбросо-сдвиговые смещения. Все эти признаки фиксируют макроблоковую объемную деформацию.

В породах наблюдаются эпигенетические изменения различной интенсивности, соответствующие в основном динамическому катагенезу и метагенезу, а также динамометаморфизму низких ступеней пренит-пумпеллиитовой субфации и свидетельствующие вместе с макроструктурами об общей объемной подвижности горных масс. Эти структурно-вещественные преобразования развиты неравномерно и обнаруживают пространственную и генетическую связь с зеркалами скольжения. Относительное скольжение внутри пород осуществляется в масштабе слойков, зерен и их частей, а также на уровне кристаллической решетки минералов, что свидетельствует о внутренней пластичности и подвижности пород в масштабе отдельных слоев, пачек и горизонтов шокшинских отложений [Копелиович, Симанович, 1963, 1966].

В породах шокшинской свиты обнаружены своеобразные структуры, отражающие субслойное тектоническое течение гранулированных сред. Структуры субслойного тектонического течения отмечены в залегающих субгоризонтально породах петрозаводской и шокшинской свит [Леонов и др., 1995]. Детальное изучение их внутренней структуры свидетельствует о наличии субслойных деформаций. В петрозаводской свите, как было показано выше, объемная латеральная подвижность обусловлена возникновением в отдельных горизонтах системы зонок хрупко-пластического скалывания, подвижных ромбоэдровидных доменов и межслоевых зон проскальзывания.

В строении шокшинской свиты принимают участие пласты и горизонты мономиктовых или олигомиктовых красноцветных кварцитопесчаников с незначительной примесью глинистых частиц и иных включений. Красная окраска обусловлена наличием окислов железа, пленка которых обволакивает обломочные зерна. Изменение первичной структуры пород в отдельных пластах и горизонтах шокшинской свиты было зафиксировано давно. Структурно-вещественные преобразования, связанные с дифференциальным скольжением, согласно данным предшественников [Копелиович, Симанович, 1963, 1966] и нашим наблюдениям [Леонов и др., 1995], выражены в появлении ориентированных удлиненных зерен кварца, их растворении, грануляции и перекристаллизации, в возникновении новых метаморфических минералов и перекристаллизации первичных. Элементы ориентированной структуры и текстуры на зерновом уровне сами по себе не могут служить доказательством объемного течения, однако наличие подобных структур и текстур может отражать его существование.

Одним из следствий вещественной трансформации шокшинских пород является сепарация окислов железа (гематит), вторичное перераспределение и концентрация которых фиксирует относительное перемещение гранул (зерен и других структурно обособленных микрообъемов), а также процесс тектонического течения в целом (см. рис. 2.3, В). Детальное описание структур и их интерпретация даны в [Леонов, 1997; Леонов и др., 1995].

Выявлено три способа формирования структур пластического течения, фиксируемых вторичными выделениями окислов железа.

А. Процесс начинается с образования кливажных сколов, косо ориентированных по отношению к напластованию пород. Иногда он зарождается по направлению косой седиментационной слоистости, а отдельные кливажные сколы проникают в вышележащие слои – формируется вторичная (структурная) «косая слоистость». Процесс сопровождается общим осветлением породы за счет перераспределения окислов железа и их концентрации вдоль трещин скалывания. Возникает система яркоокрашенных ожелезненных зонок, косо рассекающих пласты кварцито-песчаников. При возникновении внутрипластового и субслойного объемного течения элементарные объемы вещества (зерна, агрегаты зерен, скопления окислов железа) испытывают дифференциальное смещение, вследствие чего первично субпараллельные полоски окислов железа изменяют первоначальную форму, образуя изгибы и приобретая форму складок продольного течения. На последующих стадиях процесс осложняется формированием послойного кливажа (сланцеватости), который сечет складки и изгибы и смещает границы слойков, еще более подчеркивая латеральное перемещение отдельных доменов и вещества в целом. Границы слойков и полосок становятся неровными, зазубренными, напоминая стилолиты. На границе кварцевых зерен наблюдаются структуры растворения и микростилолитовые швы. На границах слоев, в которых проявилось тектоническое течение, фиксируются послойные срывы и преломление ожелезненных полосок.

В кварцитопесчаниках шокшинской свиты. Процесс хрупко-пластической деформации наложен на сформированные ранее диагенетические образования типа колец Лизиганга, подчеркнутые выделениями окислов железа. Эти диагенетические структуры сформированы, вероятно, в результате динамической разгрузки внутри каждого из блоков до деформации хрупко-пластического течения. Но нельзя исключить и того, что отгонка окислов железа происходила и в процессе деформации.

В. Третий вариант предполагает одновременное возникновение полосчатости и внутрислойной деформации и их генетическое единство. В процессе течения происходит механическая и метаморфическая дифференциация вещества с отгонкой оксидов железа и одновременным оформлением «складок послойного течения». Представляется вероятным, что третий механизм формирования структур описываемого типа присутствует в качестве составляющей первых двух разновидностей процесса.

Итак, можно видеть, что микроструктурные данные указывают на возможность тектонического течения, а его реальное существование устанавливается по смещению микрообъемов гематита в соответствии с амплитудой перемещения в каждой конкретной точке деформируемого тела. Тектоническое течение кварцито-песчаников неоднородно, что приводит к формированию сложного изогнутого, петлеобразного рисунка диагенетических выделений. Процесс тектонического течения осуществляется за счет дифференциального движения микрообъемов вещества в пределах отдельных слоев и горизонтов и приводит к замене первичных осадочных структур и текстур новой структурно-метаморфической полосчатостью, к выносу и перераспределению примесей железа и зачатую к общему осветлению породы.

Таким образом, кварцитопесчаники шокшинских отложений испытали внутрислойное тектоническое течение. Деформация пород зафиксирована комплексом структурных признаков, а реальное перемещение – по изменению взаимного расположения гематитовых выделений. Элементарная амплитуда течения (но не амплитуда перемещения всей массы пород) определяется относительным смещением соседствующих точек. Наблюдаемый характер выделения оксидов железа и форма структурного рисунка свидетельствуют о том, что течение горных пород в данном случае осуществлялось в виде *гранулированной среды*, где каждый элементарный объем (гранула) испытал перемещение, относительно независимое от соседствующих объемов.

Изучение гранулированных сред – веществ с дискретной структурой, у которых внутренняя связность отдельных частиц (доменов) выше, чем связность частиц между собой, – одно из приоритетных направлений современной науки [Гарагаш, Николаевский, 1989; Campbell, 1990; Guyon et al., 1990; Mehta, 1994 и мн. др.]. Гранулированные среды в некоторых аспектах изучены весьма детально, показано [Yaeger, Nagel, 1992], что они обладают специфическими свойствами в том, что касается процессов деформации, электропроводности, прохождения акустических волн, передачи напряжений и пр. В контексте же рассматриваемого вопроса нужно подчеркнуть только одно: гранулированные среды обладают повышенной подвижностью (текучестью), т. е. свойством, определяющим формирование структуры и механизм деформации горных пород. И структура шокшинских кварцитопесчаников отражает именно субслойное течение породной массы [Леонов, 1997; Леонов и др., 1995].

2.3. АКВАТОРИЯ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА И НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА

Прямых указаний на активную тектонику в неопротерозое и фанерозое нет. Тем не менее очевидно, что и в этот период в регионе происходили достаточно активные геологические процессы, о чем косвенно свидетельствует геохронология минерагенических событий (см. выше). Но расшифровать их сколько-нибудь удовлетворительно в настоящее время невозможно, чего не скажешь в отношении неотектонического этапа, для которого мы владеем многочисленными данными, указывающими на активную тектонику и геодинамику региона.

Рассмотрение новейшей тектоники региона связано в первую очередь с изучением морфоструктуры Онежского озера и его непосредственного обрамления, так как именно эти данные проливают свет на неотектоническую активность описываемой территории. Первые наблюдения, которые легли в основу неотектонических построений для ОС и ее обрамления, были сделаны в двадцатые и тридцатые годы прошлого века и связаны с именами Е.Н. Дьяконовой-Савельевой, Г.Ю. Верещагина и Б.Ф. Землякова, К.К. Маркова и др. Пик неотектонических исследований в районе пришелся на 60-е и 70-е годы прошлого века. Детальными исследованиями занимался большой коллектив ученых, преимущественно представителей Карельского филиала АН СССР. Среди них Г.С. Бискэ, Б.Г. Венус, Н.Н. Горюнова, Н.Н. Ильин, А.Д. Лукашов, Г.Ц. Лак, И.Э. Экман и др. Принято считать, что регион характеризуется мозаичным проявлением блоковых разнонаправленных субвертикальных движений, наложенных на общий перекос поверхности в сторону Русской плиты.

Главными особенностями новейшего этапа развития территории является значительное пространственное совпадение современной акватории Онежского озера и палеопротерозойской ОС, положение озерной котловины на границе Фенноскандинавского щита и плитной части Восточно-Европейской платформы (см. рис. 1.2), а также резко несогласное наложение новейшей овальной структуры на сетку разломных структур и линеаментов (рис. 2.11).

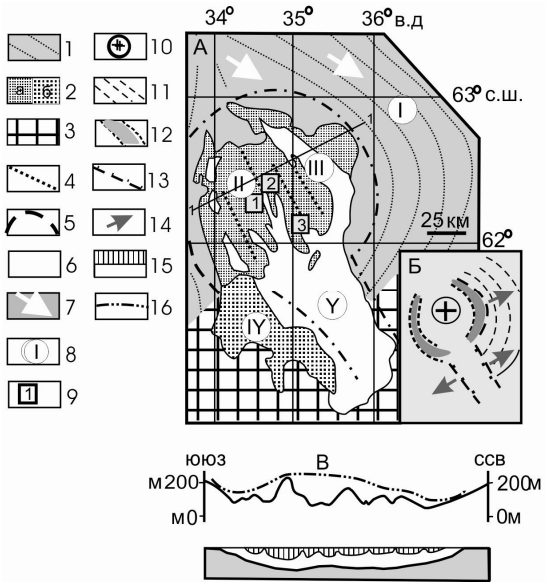


Рис. 2.11. Схема Онежской структуры с элементами новейшей структуры и геокинематической интерпретации (Сост. Д.С. Зыков):

А. Геолого-геоморфологическая схема: 1 – архейские метаморфические комплексы; 2 – палеопротерозойские осадочно-вулканогенные комплексы: а – Северо-Онежского синклинория (сумий, сариолий, ятулий, людиковий, калевий), б – Южно-Онежской мульды (вепсий); 3 – чехол Восточно-Европейской платформы; 4 – оси локальных складок; 5 – границы депрессий; 6 – озерные ванны; 7 – направление движения ледника; 8 – основные морфоструктуры: I – юго-восточный склон Фенноскандинавского щита; II – депрессия северной части Онежского озера с куполовидным поднятием Заонежского полуострова; III – депрессия Повенецкого и Заонежского заливов; IY – Шокшинская синклиналь; Y – депрессия юго-восточной части Онежского озера; 9 – места детальных работ.

Б. Структурно-кинематическая схема: 10 – апикальная часть куполовидного поднятия; 11 – мегаскладка; 12 – компенсационные депрессии, обрамляющие центральный купол и отвечающие зонам замкового отслаивания (растяжения); 13 – Онежский грабен; 14 – предполагаемое направление перемещения масс.

В. Геолого-геоморфологический профиль через Заонежский полуостров: 15 – различные надгоризонты протерозойского разреза; 16 – обобщенная вершинная поверхность. 1-1 – линия профиля

Котловина Онежского озера по геоморфологическим особенностям и по характеру проявления новейших движений подразделяется на две части: северную и южную. Рассмотрим геолого-геоморфологические особенности этих двух частей морфоструктуры Онежского озера.

Южная часть котловины представляет собой единый бассейн, практически без островной суши, и имеет размеры ≅ 120×50 км. Его глубина – первые десятки метров, постепенно уменьшается в юго-восточном направлении. Береговая линия относительно ровная, образует небольшие дуговидные в плане заливы, которые нигде, однако, не образуют шхер. Юго-западный и северо-восточный берега субпараллельны. На юго-восточных и северо-восточных отрезках прибрежной части рельеф преимущественно низменный и ровный, с множеством заболоченных участков. В этих районах значителен покров рыхлых осадков, который перекрывает коренные породы восточно-европейской платформы (ВЕП). Несколько иная картина наблюдается в юго-западном секторе озера, в районе Западно-Онежского неотектонического поднятия (Шокшинской гряды), где на протяжении нескольких

десятков километров вдоль берега тянутся высокие (150–200 м) гряды, сложенные кварцитопесчаниками шокшинской и местами петрозаводской свит. Гряды имеют асимметричный рельеф. Прибрежная их часть крутая, обрывистая. В вершинной части расположена выровненная поверхность, которая полого падает в направлении от озера. На отдельных участках побережья известны находки затопленных торфяников, террас и береговых валов. В этом районе значителен покров рыхлых осадков, а коренные породы находятся на глубине и представлены по большей части сравнительно маломощными чехольными комплексами ВЕП. Этот сегмент озера лишь частично принадлежит щиту. В основном он захватывает плитную часть ВЕП. На основании геолого-геоморфологических особенностей ее принято рассматривать в качестве новейшего грабена [Бискэ и др., 1971; Лукашов, 1976]. Причиной его образования считаются гляциоизостатические процессы в сочетании с неотектоническими движениями, имеющими место на территории Карелии [Николаев, 1967].

Северная часть озерной котловины практически изометрична, имеет размеры примерно 110×120 км и включает Заонежский п-ов с системой заливов и озер и прилегающую с юга наиболее глубокую часть озера. Она значительно отличается от южной по структурно-геоморфологическим характеристикам и представляет собой относительно обособленную морфоструктуру, в которой неразрывно объединены древний тектонический и современный морфоструктурный планы. С востока крупный залив (в южной части он называется Заонежским, в северной – Повенецким) обтекает Заонежский п-ов, образуя дугообразную впадину шириной до 20 км и протяженностью 120 км. Глубина залива колеблется от 20 до 50 м. Многочисленные заливы и мелкие озера, маркирующие депрессии рельефа в пределах самого полуострова, имеют вытянутую форму и ориентированы в направлении ССЗ-ЮЮВ, то есть соответствуют общекарельскому структурному плану. С запада полуостров оконтурен системой озер (депрессий), имеющей форму пологой дуги, обращенной выпуклой стороной к западу. В северной своей части дуга разворачивается навстречу Повенецко-Заонежскому заливу, образуя структуру, похожую на двойные скобки (рис. 2.12).

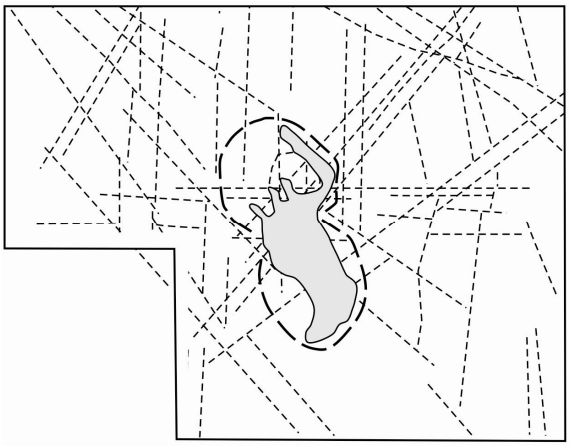


Рис. 2.12. Наложение новейшей Онежской депрессии (жирный пунктир) на сетку новейших разломных структур и линеаментов (тонкий пунктир) (по: [Кочнева и др., 2002])

Преобладающим типом рельефа является грядовый денудационно-тектонический. Дно имеет сложный расчлененный рельеф, представляющий сочетание узких гряд и линейных понижений. Глубины достигают десятков, реже более сотни метров. Мощность четвертичных отложений невелика, за исключением отдельных депрессий. Имеющиеся особенности рельефа определяются структурно-тектоническими факторами, морфология берегов и рельеф тесно связаны со складчатой и разрывной структурой фундамента.

Анализ геологических данных показывает, что депрессия Онежского озера пространственно не связана с какими-либо определенными комплексами пород и наложена на самые различные породные ассоциации, то есть ее происхождение и морфоструктура не могут быть объяснены селективной денудацией толщ разной прочности (за исключением обращенного рельефа) или ледниковой экзарацией (ледник двигался в этом районе строго однонаправленно с СЗ на ЮВ). При этом дуга Повенецкого залива отчасти сечет структуры докембрийских толщ, но в то же время форма залива соответствует изгибу сланцеватости древних пород, описывая пологую дугу горизонтальной мегаскладки.

Соотношение рельефа и структуры на Заонежском п-ве преимущественно является обращенным – возвышенности расположены на месте синклиналей, а к осевым частям антиклинальных складок приурочены озерные котловины. Возможно, это связано с тем, что в антиклиналях, как было показано выше, породы интенсивно раздроблены, преобразованы вторичными процессами и легко подвергаются денудации, а ядра синклиналей, напротив, зачастую бронированы габбродолеритовыми силлами и базальтовыми лавовыми потоками, которые предохраняют их от разрушения, в результате чего они сохраняют доминирующее положение в рельефе. Все эти признаки указывают на единство (или унаследованность) новейшего морфоструктурного плана и докембрийского.

Онежская наложенная мульда окружена кристаллическими породами, которые составляют ее фундамент. Архейский фундамент образует локальные положительные и отрицательные морфоструктуры, которые имеют значительно меньшие размеры, чем поднятие центральной части ОС, и обрамляют ее по периметру. Их неотектоническая активность подчеркивается рисунком гидросети и общей выраженностью в рельефе. Одной из таких положительных морфоструктур является Койкарский выступ Койкарско-Сегозерской зоны. Орографический анализ показывает, что древняя куполовидная структура активизирована в новейшее время, и молодая наследует контуры древней.

Как можно видеть на геоморфологическом профиле, пересекающем Северо-Онежский синклинорий (см. рис. 2.11, В), зеркало максимальных высотных отметок плавно описывает куполовидное поднятие, отвечающее Заонежскому полуострову, обрамленное с обеих сторон депрессиями рельефа. Сводовое поднятие окружено практически по всему периметру кольцевой депрессией. Таким образом, в новейшее время Заонежская морфоструктура в целом представляет собой купол, слегка вытянутый в соответствии с северо-западным простиранием геологических структур и осложненный в центральной части локальными блоковыми приразрывными деформациями. Судя по геоморфологическим данным, кольцевая депрессия является компенсационной и свидетельствует о продолжающемся воздымании морфоструктуры, что подчеркивается также перекосом терассовых уровней на о. Мег, расположенном в Повенецком заливе.

В районе также можно выделить морфоструктурные особенности, которые позволяют говорить о проявлении горизонтальной подвижности геомасс. С геоморфологической точки зрения, одной из крупнейших морфоструктур в районе является депрессия, заполненная водами Повенецкого и Заонежского заливов. Она имеет значительные размеры: длину около 100 км, ширину примерно 10–20 км и образует дугу, ограничивающую Заонежский п-ов с востока.

Эта серповидная депрессия подстилается в основном ятулийскими карбонатными породами Северо-Онежского синклинория (см. рис. 1.2), однако при этом ее границы в южной части секут основные элементы протерозойской структуры: оси складок, разрывы и т. п. так же, как и границы различных породных комплексов. Эти закономерности, наряду с масштабом явления и несоответствием простирания границ структуры с направлением движения ледника, не позволяют объяснить ее образование за счет экзарационной препарировки неоднородностей субстрата массой движущегося льда. В то же время дуга залива примерно конформна структуре архейских кристаллических пород, подстилающих протерозойскую мульду и образующих (что фиксируется по ориентировке плоскостных и линейных элементов) горизонтальную мегаскладку с круто падающим к востоку шарниром. При этом депрессия на большей своей части с архейскими породами не соприкасается. Таким образом, получается, что морфоструктура рельефа как бы «чувствует» архейскую структуру опосредованно, через чехол протерозойских пород Онежского синклинория.

Подобные соотношения рельефа и структуры находят свое объяснение с позиции механизма объемной деформации и «замкового отслаивания» [Зыков, 2001]. Известно [Спенсер, 1981], что в процессе развития (изгибания) складок в слоистой или имеющей подобные неоднородности толще происходит проскальзывание слоев друг относительно друга. За счет этого в области максимального перегиба проявляется эффект отслаивания, сопровождающийся появлением изогнутых линзовидных полостей в замке складки. На микроуровне эти полости обычно заполняются жилками кварца или кальцита.

Используя эту тектонофизическую модель, можно полагать: описанные морфоструктурные особенности рельефа в районе восточного обрамления Северо-Онежского синклинория мульды свидетельствуют о том, что в этих местах имеет место новейшая реактивация процессов изгибания архейской мегаскладки, сопровождающаяся отжиманием субстрата к востоку и северо-востоку (см. рис. 2.11, Б). При реактивации процессов изгибания мегаскладки между ее горизонтами возникает область растяжения, которая, просвечивая через чехол протерозойских пород, на поверхности выражается в виде депрессии, повторяющей изогнутую форму замка складки.

Существование обособленного куполовидного поднятия на поверхности свидетельствует и о структурном обособлении некоторого домена горных масс на глубине. Вполне возможно, что это обособление в основных чертах произошло еще в протерозое и связано с появлением в это время Заонежской наложенной мульды.

В районе Заонежского п-ова нет сколько-нибудь заметных отрицательных аномалий гравитационного поля [Строение..., 1983], которые позволили бы предположить наличие изостатических движений за счет подъема легких масс. Напротив, данному району свойственна положительная аномалия силы тяжести, и подъем коровых (возможно, и астеносферных) масс идет против действия силы тяжести. Такой процесс возможен только при наличии структурно-вещественных неоднородностей (вязкостная инверсия) и тектонической активности (объемная подвижность) горных масс. Объяснение

обособления положительной аномалии и роста купола в новейшее время, видимо, лежит в области современной тектонической подвижности земной коры.

Можно отметить, что морфоструктуры куполовидного поднятия Заонежского п-ова и развивающегося грабена южной части Онежского озера расположены относительно друг друга практически по оси миграции центра прогиба с течением времени с севера на юг. Соответственно, в этом направлении происходит и миграция осевого поднятия, которое на поверхности выражено в виде Заонежского полуострова. Эти закономерности позволяют предположить наличие процесса «вдавливания» блока (домена) горных масс, отвечающих куполовидному поднятию, в сторону грабена, расположенного южнее, что создает дополнительный импульс к его развитию: расхождению бортов и опусканию днища. Имеющий место процесс можно представить как расклинивание горных масс перед подвижным индентором. По всей видимости, расклинивание облегчается и формой индентора: как особенность Заонежской морфоструктуры в плане, так и характер локальных неоднородностей подчеркивают некоторое сужение его в ЮВ направлении, в сторону грабена.

По всей видимости, все описанные выше процессы, отражающие новейшую подвижность горных масс, не противоречат друг другу и протекают параллельно, осложняясь на поверхности блоковыми движениями по разрывам и другим структурным неоднородностям. Модель неотектонического развития района Онежской морфоструктуры, где все вышеперечисленные особенности увязаны в единый парагенез, показана на рис. 2.11.

Таким образом, современный морфоструктурный план Онежского региона в целом характеризуется теми же особенностями, что и тектонический план древних докембрийских толщ, и выражено это прежде всего в парагенезе генеральной изометричной морфоструктуры с секущими линейными морфоструктурами типа гряд и депрессий. При этом современная морфоструктура образована за счет наложения друг на друга различных форм: крупной изометричной депрессии (северная часть Онежского озера), куполовидного поднятия в ее центре (Заонежский п-ов), грабенообразного прогиба (южная часть Онежского озера), линейных зон (многочисленные гряды и депрессии).

Изложенные данные указывают на многокомпонентность новейшего тектогенеза. Можно выделить несколько составляющих процесса. 1) *Вертикальная составляющая движения,* выраженная в формировании купола и сопряженной с ним изометричной части депрессии, а также грабена южной части Онежского озера. Купол, депрессия и грабен расположены над приподнятым мафическим (нижнекоровым или астеносферным?) субстратом, о чем свидетельствует гравитационный максимум. Подъем нижнекорового или верхнемантийного субстрата вызвал растяжение верхнекорового слоя и заложение соответствующих структур. Рост купола сопровождается образованием кольцевых компенсационных депрессий [Летников и др., 2000]. 2) *Горизонтальная составляющая движения* может быть несколько условно подразделена на *сдвиговую и сдвигово-раздвиговую компоненты.* Сдвиговая компонента отражена в линейном плане внутренней части структуры и особенностях морфоструктуры линейных зон в ее обрамлении, о чем было сказано выше. Сдвигово-раздвиговая компонента связана с замковым отслаиванием, которое возникает в процессе развития изгиба сланцеватости в архейских породах. При формировании изгиба происходит проскальзывание одних «слоев» (пачек) относительно других, и в тех случаях, когда радиус кривизны изгиба различных «слоев» неодинаков, проскальзывание сопровождается отслаиванием и образованием линзовидных зон относительного растяжения и декомпрессии [Николя, 1992]. Особенности геолого-геоморфологического строения Заонежского района свидетельствуют о реальности такой модели, хотя, учитывая неполноту геологической летописи, право на существование имеют и иные взгляды на развитие этого района.

2.4. СИЛЛОВЫЙ МАГМАТИЗМ

Значимым элементом структуры и тектонической эволюции региона являются субслойные магматические тела, относимые к категории силлов. В контексте данной книги представляется уместным рассмотреть проблему силлогенеза ОС, так как этот процесс отражает характерные особенности геодинамической эволюции описываемого региона. Кроме того, пример ОС в определенной степени может служить эталоном для изучения процесса силлогенеза на ранних стадиях становления земной коры, а также прояснить условия и механизмы процесса в пределах центральносимметричных материковых депрессий.

Силлогенез в пределах ОС проявлен неравномерно. В одни эпохи он практически отсутствует, в другие – напротив, чрезвычайно интенсивен. По данным [Куликов и др., 2005, 2007; Филиппов и др., 2007], этот процесс на территории Северо-Онежского синклинория занимает относительно короткий

промежуток времени: с учетом разброса значений – около 40 млн лет, а для Южно-Онежской мульды проявляется на рубеже около 1770 млн лет [Бибикова и др., 1990]. По отношению к этим сравнительно кратковременным событиям тектоническая эволюция ОС условно разделяется А.В. Полещуком на три этапа: а) досилловый; б) субсинхронный силлогенезу; в) постумный (постсилловый).

Собственно этап силлогенеза может быть подразделен на фазы в зависимости от вещественного состава продуктов магматизма, особенностей строения силлов и их размеров, а также их места в структуре. В Северо-Онежском синклинории с определенной долей условности могут быть выделены три фазы силлогенеза: начальная, главная и заключительная. В Южно-Онежской мульде силлогенез проявился единовременно.

Северо-Онежский бассейн *– территория одноименного синклинория.* На начальном – *досилловом* – этапе (ятулий) бассейн характеризуется терригенными, вулканогенно-осадочными типами разрезов, сформированными в основном в аллювиально-озерных обстановках. Общая мощность разреза составляет в краевых частях структуры: нижний ятулий до 250 м, верхний ятулий 0–150 м. В центральной части нижний ятулий отсутствует [Сацук и др., 1988], а верхний имеет мощность до 300–500 м терригенно-карбонатных осадков и субаэральных вулканитов и до 400 м солей и ангидритов, встреченных пока только в ОПС. Таким образом, в раннем ятулии область осадконакопления охватывала лишь северо-западную часть структуры, в то время как в позднем ятулии область прогибания и осадконакопления охватила территорию всей Северо-Онежской структуры. В бортовых частях структуры реконструируется береговая линия [Ахмедов и др., 1992; Негруца, 1984, 1990; Сацук и др., 1988; Соколов, 1973; Соколов и др., 1970 и др.], положение которой маркирует флексурообразный перегиб, ограничивающий область позднеятулийского прогибания.

Начальная фаза этапа силлогенеза – внедрение серии субпластовых и секущих магматических тел дифференцированных габбродолеритов с горизонтами диоритов и габбро с титаномагнетитовым и благороднометалльным оруденением. Среди них Койкарско-Святнаволокский и Габневский силлы мощностью до 150–200 м и площадью распространения до 500 км^2, которые располагаются внутри разреза карбонатных пород верхнего ятулия. Изотопный возраст этих тел некоторыми исследователями оценивается как людиковийский (см. разд. 1, 2, 5). Появление силлов произошло в тот момент времени, когда минимальная величина прогибания дуги бассейна в его центральной части достигла 500–700 м от уровня земной поверхности (значение величины прогибания указано в соответствии с современной мощностью отложений). Пудожгорская интрузия сечет породы архейского фундамента и является, вероятно, подводящим каналом Габневского силла. Имеются в регионе и небольшие по мощности и по протяженности недифференцированные пластовые интрузии (Медногорский силл, силлы восточного и западного обрамления структуры). Силлы этой фазы локализованы в бортовых частях структуры. На северо-западном обрамлении структуры они ассоциируют с лавовыми потоками основного состава [Светов и др., 1972], но отдельные тела фиксируются и ближе к центральной части ОС (см. гл. 3).

Силлы залегают в целом согласно с вмещающими толщами, участвуя в складчатости. На отдельных участках устанавливается захват крупных ксенолитов вмещающих пород, образование приконтактовых брекчий (Медногорский силл) [Соколов и др., 1970], трубок взрыва (Гирвасский вулкан) [Куликов и др., 2007; Светов, Голубев, 1967] и флюидизатов (Габневский силл) [Трофимов, Логинов, 2005], что указывает на активный характер внедрения этих силлов. Питающие каналы силлов в бортовых частях Северо-Онежского синклинория представлены наиболее изученной Пудожгорской интрузией – пластовым телом, полого падающим к центру структуры и секущим породы фундамента. Ориентировка первичной минеральной линейности указывает, что течение расплава происходило от центра структуры к бортовым частям [Полканов, 1956] по восходящей траектории в область флексурообразного перегиба.

Исходя из оценки мощностей вмещающих толщ (первые сотни метров) внедрение силлов происходило в условиях глубин порядка нескольких сотен метров в обводненные горизонты [Jamtveit et al., 2004], что подтверждается наличием флюидизатов и трубок взрыва. Магматический расплав при этом не изливался на поверхность земли в виде лавовых потоков, а формировал субслойные интрузии. Наиболее вероятной причиной остановки движения расплава к поверхности для силлов ранней фазы явилось достижение обводненных горизонтов, играющих роль флюидных барьеров [Mudge, 1968], либо сформированного ранее лавового панциря, который играл роль магмаупора [Дю Тойт, 1957].

Решение проблемы пространства в случае ассоциации силлов с позднеятулийскими лавовыми толщами, развитыми в районе северо-западного обрамления структуры, может быть связано со сменой режима сводового воздымания на режим прогибания [Светов, Свириденко, 2005].

Северо-Онежский бассейн на следующем (*субсинхронном)* этапе развития характеризуется формированием шунгитоносных осадочных толщ заонежской свиты в бассейновых обстановках и вулканогенных толщ в субаэральных и субаквальных обстановках, при этом в западной части структуры формировались образования разрезов вулканогенного типа, в центральной части – вулканогенно-осадочного и осадочно-вулканогенного типов [Галдобина, 1982; Гилярова, 1951; Светов, 1979; Тимофеев, 1935]. Суммарные мощности пород, вмещающих силлы, без учета мощности пластовых интрузий в центральной части структуры составляют 1500–1700 м, с уменьшением этих значений в бортовых частях до 600–700 м [Галдобина и др., 1972; Куликов и др., 1999; Полеховский, Голубев, 1989]. В разрезах центральной части структуры общая стратиграфическая последовательность пород осложняется явлениями деформации пластичных толщ, такими, как структуры будинажа (рис. 2.12), складки нагнетания и купольные залежи высокоуглеродистых пород [Купряков, Михайлов, 1988; Органическое вещество…, 1994; Полещук, 2006; Рябов, 1933; Судовиков, 1937; Филиппов, 2002; Филиппов, Ромашкин, 2006; Хейсканен, Рычанчик, 1998 и др.].

Основная фаза этапа силлогенеза представлена [Галдобина и др., 1972; Калинин, 1967; Полеховский, Голубев, 1989; Светов, 1972, 1979; Светов, Свириденко, 2005] недифференцированными телами габбродолеритов, которые формируют от 5 до 9 субпараллельных пластовых тел с суммарной (без учета «межсилловых» отложений) мощностью в центральной частях структуры до 900 м. Они занимают площадь около 11 000 км^2. Силлы этой фазы ассоциируют с раннелюдиковийскими шунгитоносными толщами и с лавовыми потоками основного состава. В краевых частях их суммарная мощность несколько понижена (до 500 м) по сравнению с мощностью силлов центральной части структуры.

Силлы располагаются в целом согласно с вмещающими толщами, участвуя совместно с ними в складчатой структуре. В центральной части структуры, на контактах силлов с вмещающими осадочными отложениями, выявлены пепериты [Бискэ и др., 2004; Полещук, 2007; Полещук и др., 2004], осложняющие строение приконтактовых зон и свидетельствующие о внедрении силлов в неконсолидированные осадки [Busby-Spera, White, 1987; Skilling et al., 2002; White et al., 2000 и др.]. В западной части структуры внедрение силлов происходило и вдоль границ лавовых потоков [Галдобина и др., 1972]. Положение питающих каналов этой фазы достоверно не установлено; вероятно, они расположены в западном обрамлении структуры, в области повышенной проницаемости и локализации разрезов вулканогенного типа, а также в центральной, наиболее погруженной части структуры [Новикова, 1975; Светов, 1979].

Согласно представлениям Ф.Ю. Левинсон-Лессинга [1932], наиболее вероятным механизмом внедрения пластовых тел данной фазы, которые отличаются значительной мощностью и широким ареалом распространения, является механизм «обмена местом». Этот механизм предполагает заполнение расплавом пространства, образующегося вследствие отслаивания в процессе изгиба пластичных толщ в наиболее погруженных частях структур или «подземное компенсирование прогибания» [Косыгин, Магницкий, 1948]. При этом вероятной причиной остановки движения расплава к поверхности является, как и для силлов ранней фазы, достижение расплавом уровня флюидоупоров либо лавового панциря, играющего роль магмаупора.

На *завершающем этапе развития бассейна* происходило образование толщ пирокластического и хемогенного материала и лав суйсарской свиты мощностью около 400 м в пределах западного борта структуры [Куликов и др., 1999, 2008; Светов, 1979] на ограниченной площади около 2 тыс. км^2. Эксплозия суйсарских вулканов имела субаэральный характер в условиях существования мелководных бассейнов с глубинами не превышающими 300–400 м. Характерна пространственная сопряженность ареалов распространения суйсарских образований и площадей распространения вулканогенных образований предшествующего заонежского этапа, отражающая унаследованный характер проявления людиковийского магматизма в западном обрамлении ОС.

Заключительная фаза этапа силлогенеза представлена дифференцированными силлами ультраосновного и основного состава, область распространения которых ограничена площадью развития суйсарских образований. Силлы этой фазы имеют мощности до 150 м и площади распространения менее 300 км^2. Одним из наиболее изученных силлов этой фазы является Кончезерский силл [Куликов и др., 1976, 1999; Полещук, 2003; Пухтель и др., 1995]. Силлы залегают среди вулканогенно-осадочных шунгитоносных толщ заонежской свиты, мощность которых достигает здесь 600–700 м. Заонежские толщи вверх по разрезу надстраиваются эффузивами суйсарской свиты, комагматичными силлам, мощностью около 400 м. Мощность вмещающих толщ заонежской свиты выше и ниже силла (без учета суйсарских образований) составляет около 300 м [Куликов и др., 1999]. Суммарная мощность толщ, с учетом образований позднего ятулия, от подошвы силла до фундамента составляет около 500 м.

На некоторых участках устанавливается срезание слоистости и ассимиляция вмещающих толщ, а также изменение гипсометрического уровня залегания пластовых тел в разрезе, связь с хрупкими разрывными нарушениями вмещающих пород, присутствие ксенолитов, в т. ч. вулканогенных и глубинных пород (рис. 2.13, 2.14, 2.15) [Куликов и др., 1976, 1999; Полещук, 2003]. Эти факты указывают на активный характер внедрения пластовых тел, при этом наиболее приемлемым механизмом внедрения силлов представляется механизм «магмаразрыва», сопровождавшийся активным завоеванием пространства [Пэк, 1968]. Реконструкции течения расплава некоторых силлов [Полещук, 2003] в западной части структуры свидетельствуют о приуроченности питающих каналов к наиболее погруженным частям синклинальных прогибов [Куликов и др., 1976], при этом вероятной причиной остановки движения расплава к поверхности при формировании силла является достижение магмой лавового панциря вулканогенных толщ заонежской свиты.

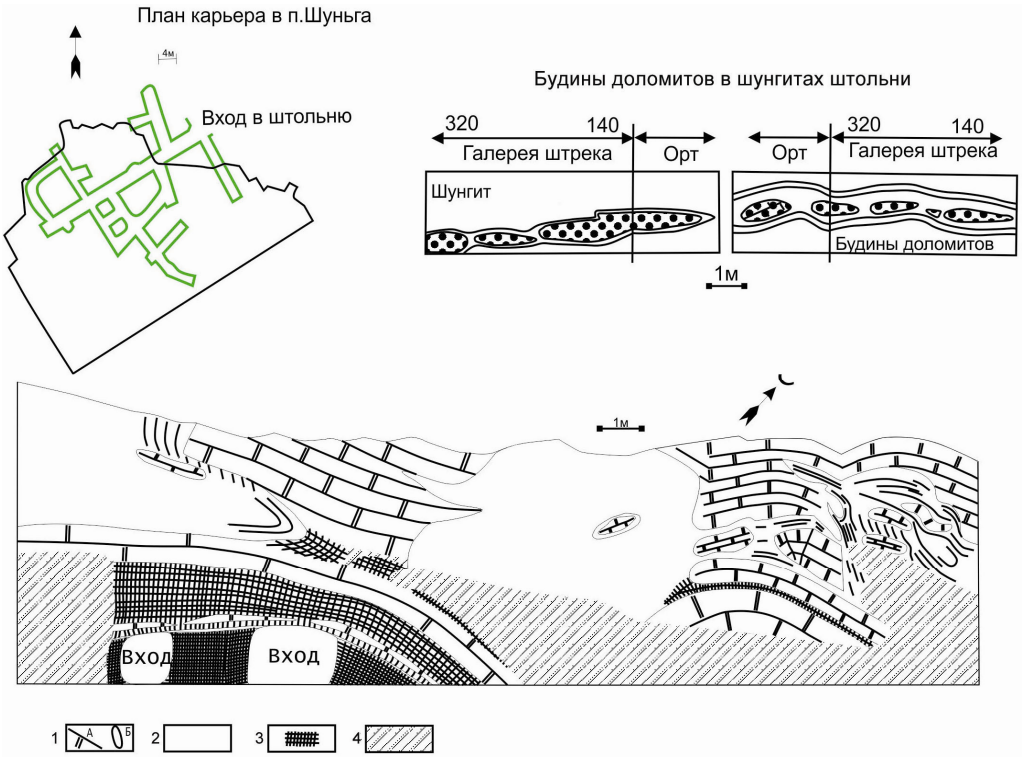


Рис. 2.13. Иллюстрация пластичных взаимоотношений пород шунгит-доломит-лидитового комплекса в карьере в п. Шуньга (над входом в штольню стенки карьера) [Полещук, 2006].

1 – карбонатные породы с трещинами отдельности (а), фрагменты карбонатных пород среди лидитов (б); 2 – лидиты (штрихами показаны трещины скорлуповатой отдельности); 3 – шунгитовые породы (штрихами показан характер отдельности в шунгитовых породах продуктивного горизонта; 4 – задернованные участки.

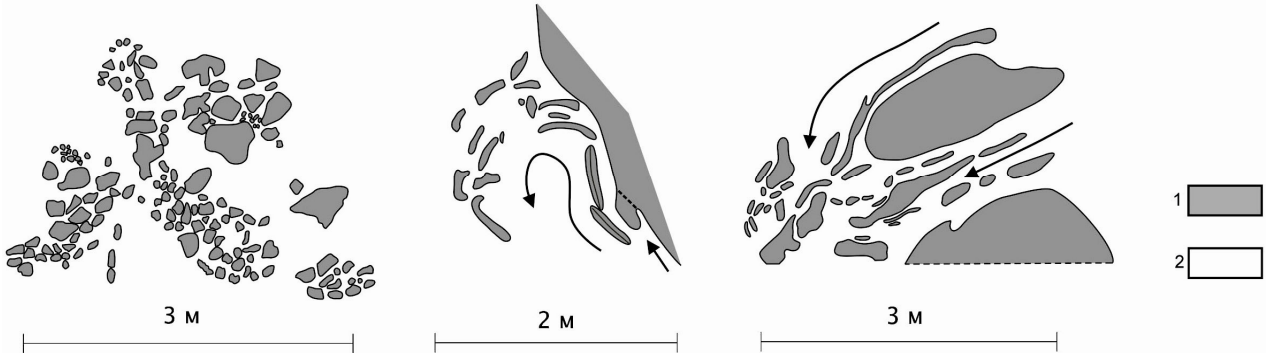


Рис. 2.14. Иллюстрация пластичных взаимоотношений шунгитоносных пород и габбродолеритов и основные типы пеперитов в шунгитоносных породах [Полещук, 2007]:

1 – породы основного состава; 2 – высокоуглеродистые породы

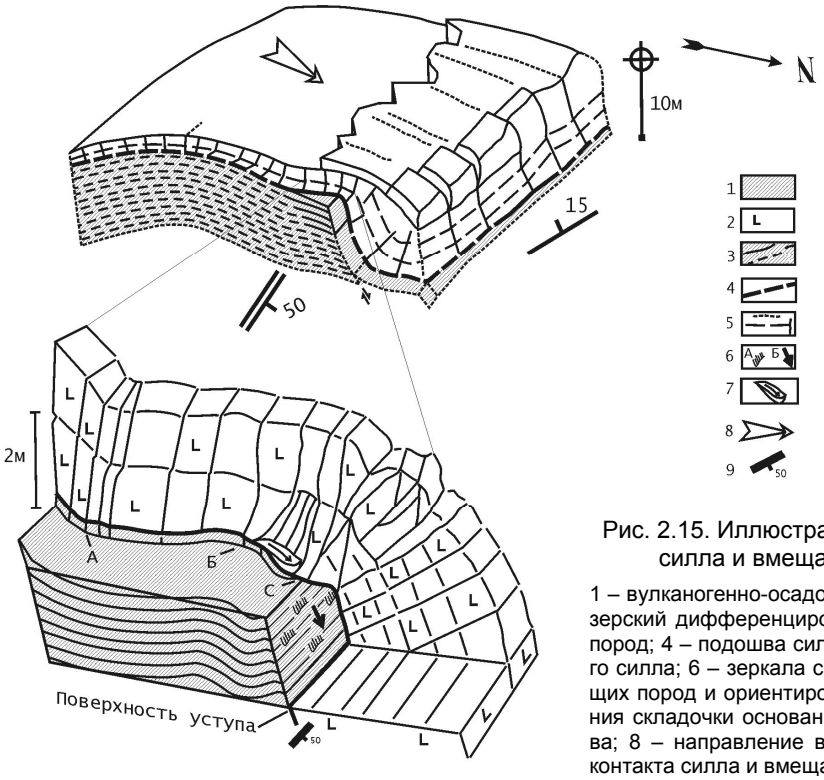


Рис. 2.15. Иллюстрация взаимоотношений Кончезерского силла и вмещающих пород, восточный контакт:

1 – вулканогенно-осадочные породы заонежской свиты; 2 – Кончезерский дифференцированный силл; 3 – слоистость вмещающих пород; 4 – подошва силла; 5 – трещины отдельности Кончезерского силла; 6 – зеркала скольжения на поверхности уступа вмещающих пород и ориентировка борозд скольжения; 7 – участок срезания складочки основанием силла и направление течения расплава; 8 – направление внедрения силла; 9 – элементы залегания контакта силла и вмещающих пород

Нельзя сбрасывать со счетов и данные по глубинному строению (см. гл. 5), которые позволяют предполагать, что внедрение силлов происходило вдоль пологих ступенчатых, порой субслойных сбросов. Возможно, их развитие предопределяло раскрытие декомпрессионных полостей «всасывания» и поступление расплава в область крутых сегментов нарушений и сопряженное проявление пологих зон сбросового скольжения (выдавливания расплавов), сочленявших декомпрессионные «ловушки». Тектоно-магматические проявления такого рода имеют определенное сходство со структурами типа pull-apart и магматическими дуплексами [Тевелев, 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.

Северо-Онежский бассейн *на постумном (постсилловом)* этапе развития (калевий и вепсий) характеризуется образованием амагматичных мелководных терригенных шунгитоносных, вулканомиктовых и аркозовых толщ флишоидного типа [Атлас..., 2007; Галдобина, Михайлюк, 1971; Геология…, 1987; Горлов, Калинин, 1977; Кайряк, 1973; Филиппов, 2002 и др.]. Мощность толщ постсиллового этапа – 450 м. Местами отмечены коры выветривания и размыв. В основании расположены конгломераты, с угловым несогласием залегающие на подстилающих образованиях заонежской и суйсарской толщ. Эти факты свидетельствуют о том, что толщи «досиллового» и «субсиллового» этапов развития Северо-Онежского бассейна претерпели незначительную деформацию (кондопожский этап [Геология…, 1987; Лазарев, Соколов, 1973; Сыстра, 1991]), последовавшую за эпохой силлобразования.

Южно-Онежский бассейн **(мульда)** на досилловом этапе развития характеризуется накоплением полевошпатовых сероцветных песчаников петрозаводской свиты, красноцветных кварцитопесчаников шокшинской свиты, а также лав основного состава, известных на границе этих свит [Светов, 1979]. Общая мощность этих толщ достигает 1500 м [Галдобина, Хейсканен, 1989]. Для начальных этапов развития бассейна реконструируются прибрежно-бассейновые и дельтовые фациальные обстановки, с обмелением бассейна на поздних стадиях [Галдобина, Михайлюк, 1971; Гарбар, 1971; Кайряк, 1973 и др.]. Комплекс первичных осадочных текстур – косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания – свидетельствует о конседиментационном характере прогибания, вероятно, достаточно быстром, о чем свидетельствует присутствие среди образований шокшинской свиты слюдистых пород (микалитов) [Симанович, 1966].

Этап силлогенеза, проявившийся здесь в виде одной крупной фазы, характеризуется становлением дифференцированного силла габбродолеритов площадью до 8700 км^2 и мощностью до 180 м [Гарбар, 1971; Куликова и др., 2008; Полканов, 1956; Светов, 1979 и др.]. Мощность вмещающих толщ ниже пластового тела в наиболее погруженной части превышает 1000 м, а мощность пород выше силла достигает 450 м [Гарбар, 1971]. Залегание силла в целом согласное со складчатой структурой и в то же время без четко фиксированного положения в разрезе вмещающих толщ [Гарбар, 1971; Симанович, 1966]. В процессе внедрения силла магма выбирала наиболее податливые участки разреза (алевролиты, сланцы), раздвигая хрупкие, консолидированные отложения [Симанович, 1966], что указывает на «магмаразрыв» как возможный механизм внедрения [Пэк, 1968]. Ориентировка линейности и реконструкция направлений течения расплава, выполненные К.О. Кратцем, свидетельствуют о внедрении магмы в северо-восточном и юго-западном направлении от питающего канала, локализованного в наиболее погруженной части структуры [Полканов, 1956]. Таковы основные закономерности проявления силлового магматизма в пределах ОС.

2.5. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ

Прежде чем перейти к рассмотрению геодинамических условий формирования ОС, кратко коснемся некоторых вопросов глубинного строения региона. Детально материал изложен в гл. 5, но некоторые особенности глубинного строения, имеющие значение для объяснения тектоники региона, будут приведены и в этой главе. Прежде всего, нужно отметить, что рисунок и форма геофизических аномалий (гравитационных и магнитных) отражают овальную форму глубинных неоднородностей корового слоя, которые находят адекватное выражение в поверхностной структуре.

По геологическим материалам и по характеру потенциальных полей можно предполагать, что основание Онежской мульды сложено кислыми породами (гранитами, гранитогнейсами, мигматитами с плотностью σ = 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-суйсарские образования отличаются резкой дифференциацией плотности, зависящей от их литолого-петрографического состава. Глубина залегания верхней поверхности кристаллического цоколя и, соответственно, максимальная мощность осадочных образований оценивается приблизительно в 3 км, и это хорошо согласуется с данными ОПС.

В региональном гравитационном поле Центрально-Онежскому блоку соответствует относительная положительная аномалия, осложненная аномалиями более высоких порядков. Локальные аномалии силы тяжести обусловлены вещественным составом горных пород и особенностями тектонической структуры. Границы блока проявлены в разделяющих трансформациях поля силы тяжести. Для Северно-Онежского блока характерно некоторое повышение интенсивности поля силы тяжести, однако такое же повышение поля Центрально-Онежской аномалии объясняется плотностью осадочно-вулканогенных пород ятулия и суйсария.

Отмечены полосовые локальные аномалии силы тяжести. Поскольку породы проточехла обладают избыточной плотностью ($\Delta\sigma$ = 0,15–0,20 г/см^3) по сравнению с породами основания, локальный гравитационный эффект определяется количественным (объемным) соотношением осадочно-вулканогенных образований в антиклинальных и синклинальных структурах. При этом антиклиналям соответствуют отрицательные аномалии поля силы тяжести, наличие которых заставляет предполагать подъем относительно легких сиалических масс фундамента и участие их в строении антиклинальных структур, что подтверждено наблюдениями в краевых частях ОС (Койкарский выступ, Западно-Онежская система куполов-складок). Синклинальные структуры с увеличенной мощностью шунгитоносных пород и относительно более глубоким залеганием фундамента фиксируются положительными локальными аномалиями. Изменение интенсивности этих аномалий позволяет судить о виргации и ундуляции осей и шарниров складок, фиксируемых по поверхности фундамента.

Осям антиклиналей соответствуют положительные магнитные аномалии, отрицательные – осям синклиналей, что связано с большей мощностью слабомагнитных пород в синклиналях и наличием сильно магнитных габбродолеритов в антиклиналях. Форма аномалий ΔТа и данные бурения показали, что долериты в ядрах антиклиналей представляют собой кулисно расположенные тела с субвертикальным падением. Отмечены крупные магнитные аномалии в Онежском озере к югу от Заонежского п-ова. Простирание осей магнитных аномалий совпадает с простиранием тектонических структур.

Таким образом, геофизические данные позволяют дополнить структурно-геологические и подтверждают: наличие гранитно-метаморфического фундамента впадины; ее неравномерно-полосовую структуру, связанную с вертикальным и кулисообразным расположением тел габбродолеритов (подводящих каналов), что свидетельствует о режиме транстенсии в период внедрения базитовых силлов и даек; наличие положительной магнитной и гравитационной аномалий под водами Онежского озера.

Данные сейсмических исследований (профиль 1-ЕВ, см. рис. 2.2 и гл. 5) позволяют выделить четыре слоя, различающихся морфологией и интенсивностью отражений: мантийный, нижнекоровый, среднекоровый и верхнекоровый. К северу от рассматриваемой структуры нижнекоровый слой с интенсивными отражениями имеет субгоризонтальное залегание, а его подошва четко маркирует поверхность Мохо на глубинах 40–43 км. В основании ОС граница Мохо имеет «зубчатый» облик и погружается к южной части структуры до глубин порядка 50 км. Соответствующее погружение испытывает и весь нижнекоровый слой, который частично прерывается объемами сейсмически прозрачной коры (нижние горизонты среднекорового слоя). Далее раздел Мохо прерывается и отмечается область плавного перехода кора – мантия, над которой размещается сейсмически прозрачный «массив» в «рубашке» пород с повышенной отражательной способностью. Южнее нижнекоровый слой вновь появляется в основании свекофеннид и имеет расслоенную структуру. Ансамбль свекофеннских покровов, надвинутых на Карельский массив, и этих нижнекоровых пластообразных объемов рассматривается в качестве структуры типа «пасть крокодила» [Глубинное строение…, 2004].

Верхняя часть среднекорового слоя с многочисленными отражениями в основании ОС отличается чрезвычайно сложным строением. Он составлен «слоистым» пакетом горных пород с интенсивными отражениями, которые перемежаются с объемами сейсмически более прозрачных пород. Существование таких объемов с различной степенью прозрачности, вероятно, отражает перемежаемость пород с различными структурно-вещественными и реологическими параметрами. В интервале разреза между 1100-м и 1170-м км, соответствующем предполагаемой наддиапировой области, рассматриваемый слой, напротив, существенно утонен, а порой и разорван. Севернее пикета 940 км (Кумсинская зона) для среднекорового слоя характерна южная вергентность структур, направленная навстречу онежским среднекоровым структурам. Подстилающий ОС верхнекоровый слой с отражениями слабой интенсивности рассекается полого падающими к югу поверхностями, которые сливаются с аналогичными поверхностями средней коры. Эту картину можно интерпретировать по-разному, например, как структуры скучивания и надвигания [Колодяжный, 2006].

Для детализации строения ОС был использован структурный разрез МДС, составленный по методике дифференциального суммирования. 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 ОС дешифрируются системы нарушений, полого погружающихся к югу (см. рис. 2.4, 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 структурный рисунок типа системы дуплексов, образующих клинообразное тело и структуру нагнетания, выраженную на поверхности антиформой Уницкого купола.

Южнее в тылу этой структуры нагнетания и в более верхних срезах коры отмечаются характерные изгибы отражений, вероятно, фиксирующие изгибание разрывных нарушений. При этом на некоторых участках отмечается сгущение мелких отражающих площадок, образующих интерференционный рисунок пересечения ступенчатых, наклонных и горизонтальных поверхностей. Они позволяют предполагать сбросовый характер перемещений вдоль пологих разрывов, погружающихся к югу. Пакеты, имеющие волновую структуру такого рода, выходят на поверхность в областях развития силлов, расслаивающих призму вулканитов и осадков ОС.

Перейдем теперь к вопросам тектоники и геодинамики. В пределах молодых и древних платформ существуют сопряженные и (или) относительно изолированные положительные (щиты, своды, массивы, антеклизы, купола) и отрицательные (плиты, депрессии, синеклизы, впадины) морфоструктуры, которые испытывают перманентную тенденцию к воздыманию или опусканию на протяжении длительного периода времени, иногда сопоставимого с продолжительностью плитного этапа развития платформ. Вопросу о возникновении и тектоническом развитии таких геоструктур посвящено много работ [Артюшков, 1993; Биргер, 1996, 1998; Зверев, 1982; Кинг, 1967; Корешков, 1960; Коржуев, 1973; Лазарев, Лобачев, 1970; Фуз, 1976; Хаин, 1971; Чайкин, 1999; Чирич, 1975; Hetzel et al., 1995]. Предложена серия физических и расчетных моделей формирования этих структур [Артюшков, 1993; Биргер,

1996, 1998; Чирич, 1975]. Однако при четкой фиксации явления трактовка причин и механизмов, ответственных за возникновение и развитие подобных внутриплитных морфоструктур, многообразна и противоречива. Возникновение зон прогибания объясняется растяжением корового слоя в хрупком или пластичном вариантах, общим сжатием и формированием рамповых структур, транспрессией или транстенсией, оттоком вещества, формированием структур лабигенного типа, фазовыми переходами в основании корового слоя и пр. Столь же многообразны представления и о механизмах относительного воздымания фундамента (формирование разломно-блоковых структур, пластичное нагнетание горных масс, коробление в результате общего сжатия, вулканоплутонические процессы и т. д.). В ряде случаев ставится под сомнение само существование таких структур, развивающихся в относительно едином геодинамическом режиме в течение длительного времени. И главное – остается открытым вопрос о причинах столь длительного проявления режимов воздымания и опускания в пределах структурно ограниченных объемов земной коры и литосферы и о механизмах, их обеспечивающих. Все это делает изучение структурно-вещественной эволюции подобных структур актуальным, и данные по ОС, безусловно, помогут решению ряда принципиальных задач внутриплитной тектоники и тектоники консолидированной коры.

Совокупное рассмотрение режимов осадконакопления, вулканизма и структурообразования позволяет наметить некоторые главные особенности геодинамической эволюции района ОС и определить режим, обусловивший ее заложение и развитие. Как мы уже говорили, возникновение и длительное развитие бассейна с относительно медленным осадконакоплением свидетельствует о растянутом во времени прогибании территории (проседании дна седиментационного бассейна), которое может быть обусловлено несколькими причинами. Среди них: *1 – растяжение*: а) без разрыва сплошности коры, но с увеличением ее проницаемости («пластичный» вариант); б) с разрывом гранитно-метаморфического слоя и образованием зияний с корой мафического профиля («хрупкий» вариант); *2 – сжатие* и образование рамповых структур; *3 – транспрессия* (сдвиг со сжатием) и формирование структур вдавливания и выдавливания (push-inside или push-outside [Trifonov et al., 1995], а также структур «цветка» (flower structures); *4 – транстенсия* (сдвиг с растяжением) и формирование грабенов и впадин типа «pull-apart» и их комбинаций; *5 – отток вещества* с утонением гранитно-метаморфического слоя и формированием структур по типу «сдвиг с растяжением»; *6 – фазовый переход* на границе кора – мантия и образование лабигенной [Николаев, 1986] структуры.

Некоторые из этих вариантов можно отбросить, и в первую очередь это касается представлений о лабигенной природе мульды, о наличии фазового перехода в основании структуры и о рамповом режиме ее развития. Первая и вторая модели предполагают быстрое, катастрофическое прогибание и наличие определенного типа магматизма и вулканизма, как, например, в Паннонской впадине [Николаев, 1986], чего мы не наблюдаем в ОС. Рамповый режим развития обычно сопровождается развитием краевых надвигов и задавливанием структуры с бортов, а также накоплением характерных осадочных комплексов (олистостромы, брекчии, конгломераты) и более или менее линейными очертаниями бортов структуры (например, рамповые грабены и грабен-синклинали Южного Тянь-Шаня, Арморикансного и Родопского массивов). Все эти признаки в рассматриваемой структуре отсутствуют. Равным образом нельзя объяснить формирование мульды условиями общего сжатия ни на стадии ее заложения и развития как осадочного бассейна, ни на стадии формирования ее тектонической структуры. Общий стиль структуры, как мы видели, определяется чередованием узких зон концентрированного сдвига с выжиманием диапироподобных антиклиналей и широких синклиналей с практически ненарушенными пологими днищами. Эта закономерность, как мы уже подчеркивали, не может быть объяснена с позиций общего сжатия.

Онежскую структуру четко характеризуют следующие признаки:

– длительное и постепенное прогибание территории Северо-Онежского синклинория в начале раннего протерозоя, частично наследуемое формированием вепсийской Южно-Онежской мульды и современной впадины Онежского озера;

– накопление мелководноморских и лагунных, а затем континентальных отложений незначительной мощности;

– слабое проявление трансгрессивных процессов с течением времени: область осадконакопления в основном сохраняет свои очертания, но при этом испытывает некоторую миграцию с севера на юг;

– сочетание относительно изометричной формы седиментационных бассейнов и общей синклинорной формы с линейным внутренним структурным планом;

– пространственная и парагенетическая связь с долгоживущими зонами сдвиговых деформаций, обрамляющих и пронизывающих данную структуру;

– диагонально-кулисное размещение даек основных пород, указывающее на режим транстенсии в период накопления вулканогенно-осадочных комплексов;

– четко фиксируемый режим сдвига со сжатием (транспрессия) свекофеннской фазы диастрофизма с формированием дискретных структур «цветка» и кулисно-эшелонированных складок;

– развитие базального срыва и области пластического течения в основании протерозойского разреза;

– наличие сплошного «гранитного» слоя под всей территорией мульды; повышенная (но дискретная) проницаемость корового слоя с поступлением мантийных составляющих (вулканизм, метасоматическая минерализация);

– проявление процессов вертикально- и горизонтальноплоскостного тектонического течения в породах чехла и кристаллического фундамента.

Все эти признаки в совокупности позволяют рассматривать ятулийско-людиковийский Северо-Онежский синклинорий, вепсийскую Южно-Онежскую впадину, рифейско-палеозойский Онежский (Петрозаводский) грабен и современную депрессию Онежского озера в качестве единой области перманентного прогибания. Этому длительному этапу прогибания предшествовал не менее протяженный во времени (2,5–2,3 млрд лет) период сводового подъема [Хейсканен, 1996] территории под воздействием сумийского мантийного плюма Виндибелт [Куликов и др., 2005], головная часть которого находилась в раннем палеопротерозое на границе кора – мантия, а в настоящее время интерпретируется как корово-мантийная смесь. Данные сводовые понятия сопровождались рифтогенезом, мощной эрозией территории и последующим формированием кор выветривания. Остывание и кристаллизация этой астеносферной подушки, вероятно, способствовали заложению Онежского прогиба в начале ятулия «на значительной территории Фенноскандии», в т. ч. и в пределах ОС. При этом если для периода накопления осадочно-вулканогенных толщ в нем преобладал режим транстенсии, то свекофеннский этап тектоно-метаморфических преобразований в большей степени характеризуется транспрессионными деформациями. Не исключено, что режимы транспрессии и транстенсии сменялись во времени более часто, а также проявлялись синхронно в динамически связанных тектонических обстановках [Леонов и др., 1995]. Об этом свидетельствует также факт длительного и периодического проявления процессов гидротермально-метасоматической минерализации свекофеннского (1730 $\pm$ 40 млн лет), позднепротерозойского (1100–900 млн лет) и мезозойского (150–100 млн лет) времени, которые происходили в обстановке растяжения литосферы с выносом на поверхность Земли мантийного вещества [Полеховский и др., 1995; Пухтель и др., 1995].

Метасоматические образования, как правило, связаны с процессами рассланцевания, брекчирования и катаклаза, что свидетельствует о периодической смене условий декомпрессии обстановками сжатия. Сопряженное и синхронное развитие структур выжимания и нагнетания отражается в процессах тектонического течения пластичных горизонтов доломитов и сланцев туломозерской и заонежской свит, что приводит к многократному увеличению мощностей толщ в ядрах антиклиналей с соответствующим сокращением объемов пород в синклинальных прогибах. Перманентная и повторяющаяся во времени динамическая связь между структурами сжатия типа «цветка» и декомпрессионными прогибами возможна лишь в условиях сдвиговых деформаций, что показано в работах [Морозов, 1999, 2002; Морозов, Гептнер, 1997].

Таким образом, можно полагать, что заложение, развитие и оформление тектонической структуры Онежского бассейна связано с процессом диссипативного сдвига и оттока горных масс. Однако процесс этот был сложным. С одной стороны, длительные транстенсионные эпохи прерывались кратковременными транспрессионными периодами. С другой стороны, в силу гетерогенности среды и дискретного распределения деформаций относительно широкие области растяжения чередовались с зонами концентрированных деформаций (зонами частной транспрессии).

В целом развитие Онежского бассейна подчинялось единому трансгрессивно-регрессивному мегациклу, отражающему максимум прогибания в позднеятулийское и людиковийское время с постепенной деградацией прогиба в вепсии и позднем протерозое. Геологические данные свидетельствуют о том, что ОС формировалась за счет последовательного развития как бы вложенных друг в друга локальных бассейнов, которые последовательно «откатывались» в ЮЮЗ направлении. Более ранние частные бассейны после прогибания испытывали частичное поднятие и размыв, тогда как комплементарная декомпрессионная область смещалась в южных румбах, определяя положение более поздних бассейнов.

Тот факт, что ОС пространственно и парагенетически связана с зонами латерального диссипативного и концентрированного сдвигового течения Центральной Карелии и постепенно переходит в них в северном направлении, по-видимому, дает основания допустить, что возникновение мульды и

ее развитие связано с оттоком горных масс из тыловой области Карельского массива, с последовательной миграцией области растяжения в южном направлении. Этот вывод подтверждается и данными по современной геодинамике региона [Мусатов, 1998; Mörner, 1979], а также упоминавшимся фактом перекоса территории и отката Онежского бассейна в южном направлении.

Учитывая материалы [Пржиялговский, Терехов, 1984], данные одного из авторов этой работы [Колодяжный, 2002] и результаты тектоно-физического моделирования [Бондаренко, 1984], нельзя исключить и существенную роль в процессе развития ОС элемента вращения в поле сдвиговых деформаций. Дискретная складчато-сдвиговая структура с сильно сжатыми антиклиналями и пологими широкими синклиналями, сопровождающаяся региональным дисгармоничным срывом на границе фундамент – чехол, – достаточно типичный случай эпидермальной тектоники, отражающей общее сдвиговое течение не только чехла, но и подстилающего фундамента. При этом архейские комплексы кристаллического цоколя принимали участие в процессах тектонического течения (выжимания – нагнетания) в качестве активной субстанции.

С.Ю. Колодяжный [2006], основываясь на данных кинематического анализа и материалов по глубинному строению, связывает развитие Онежской тектонической депрессии с существованием двух кинематически обособленных уровней: верхнекорового и среднекорового. Для среднекорового структурного уровня в палеопротерозое были свойственны процессы латерального 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 (Уницкая антиформа) (см. рис. 2.10). Комплементарно с этими процессами 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.

Тем не менее все приведенные факты и рассуждения хотя и отвечают природным реалиям, не дают ответа на один из существенных вопросов – о причине заложения и длительного унаследованного существования ОС и о механизме образования противоречивой, на первый взгляд, структуры региона. Эта противоречивость отражена в сочетании обширной центральносимметричной синклинали (и палеобассейна) и рассекающих ее узких линейных зон концентрированной деформации (структур цветка или пальмового дерева). Для возможного объяснения этого противоречия кратко рассмотрим данные по сравнительной тектонике ОС и Мичиганского бассейна (Северная Америка) [Леонов, 2004].

2.6. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА МИЧИГАНСКОГО БАССЕЙНА И ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

В пределах плитной части Северо-Американской платформы находится несколько структурных впадин (бассейнов), имеющих овальную форму и выполненных отложениями палеозоя, которые обычно перекрыты вместе с разделяющими их сводами более молодыми осадками мезозоя и кайнозоя. Одним из них является Мичиганский бассейн.

Бассейн имеет округлую форму (диаметр около 1000 км). С юга, востока, запада и юго-запада он обрамлен сводами фундамента, перекрытыми относительно маломощным чехлом (рис. 2.16)[4]. На севере из-под чехольных комплексов выступают древние породы Канадского щита. Мичиганский бассейн возник в позднем кембрии, но как обособленная структура (изолированный бассейн) просуществовал с ордовика до перми. За это время в его центральной части накопилось около 4500 м терригенно-глинистых, соленосных и карбонатных отложений. Мощности формаций увеличиваются к центру бассейна. Округлая форма седиментационной ванны на всем протяжении времени ее существования фиксируется по центрально-симметричному расположению фаций. Снос материала шел с окружающих поднятий.

Современная структура бассейна – это почти круглая синклиналь с пологими углами падения на крыльях. Чашеобразная структура осложнена системой линейных антиклинальных складок северо-западного простирания, которые служат вместилищами большого числа промышленных скоплений углеводородного сырья (рис. 2.17). Высота складок до 90 м, расстояние между их осями 20–25 км. Осевые плоскости субвертикальны или слегка наклонены. На северном борту складки относительно сжатые, закрытые, асимметричные. К центру они становятся более пологими и симметричными. Складки отчетливы в нижних горизонтах разреза, вверх по разрезу они выполаживаются и

[4] Библ. по Мичиганскому бассейну см. [Леонов, 2004].

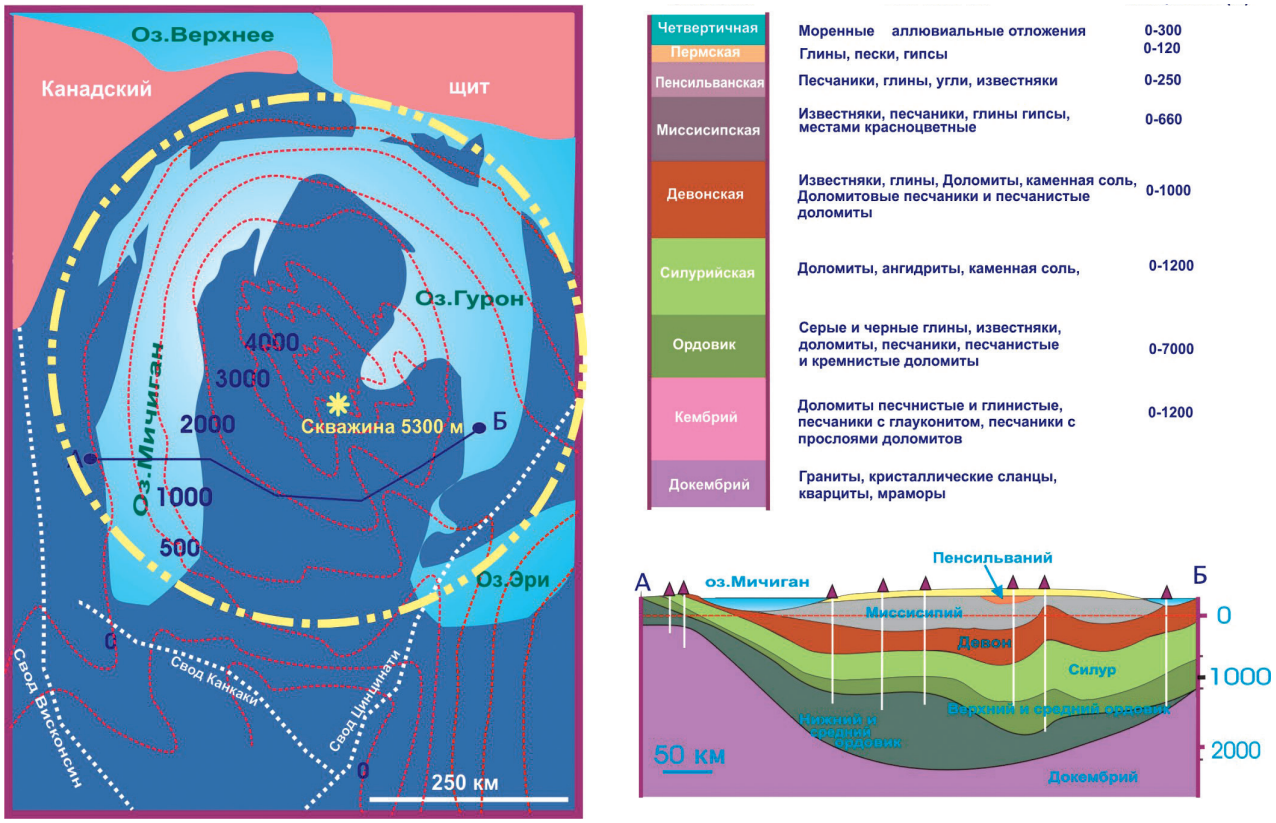


Рис. 2.16. Схема строения Мичиганского бассейна (по: [Кохи, Лэндс, 1961; Pirtle, 1932; Sleep, Sloss, 1978]). Объяснения в тексте

затухают. Наблюдается смещение сводов складок с течением времени. Данные фациального анализа (наличие доломитов, коралловых и строматолитовых рифов в апикальных частях антиклиналей) свидетельствуют о конседиментационным росте складок, и на протяжении палеозоя их рост возобновлялся неоднократно. Ориентировка осей складок согласуется со структурным трендом докембрийского цоколя. Отмечены и поперечные к главному простиранию складки, но они меньшей амплитуды и не нарушают основного структурного плана. По аналогии с антиклиналью Ла Салль, которая рассекает бассейн Иллинойс и вдоль которой проходит сдвиг, можно думать, что в Мичиганском бассейне складки также заложились вдоль древних зон сдвигов, нашедших позднее отражение в ориентировке складок чехла. Разломно-трещинные структуры, объединенные в несколько систем с различной ориентировкой, соответствуют полю напряжений, которое возникло в регионе после раннего мезозоя, и не связаны с развитием бассейна. В то же время одна из систем трещин с простиранием 134° соответствует положению осей складок, осложняющих Мичиганский бассейн.

По данным сейсмики (программы COCORP, GLIMPCE) и глубокого бурения, под Мичиганским бассейном на всем его протяжении расположен гранитно-метаморфический фундамент, сформированный к рубежу 1,8 млрд лет. Выделено три горизонта: верхний – отложения

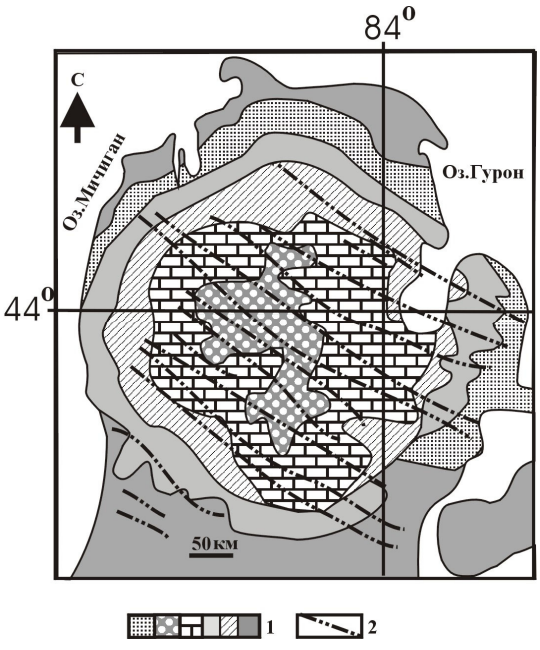


Рис. 2.17. Схема Мичиганского бассейна, отражающая соотношение центрально-симметричного строения и внутрибассейновой линейной складчатой структуры (по: [Бакиров, 1959]):

1 – различные горизонты палеозойского разреза; 2 – оси антиклинальных складок

собственно Мичиганского бассейна и подстилающих серий ордовика – кембрия; средний – красноцветные песчаники, конгломераты, мадстоуны верхнего Кивиноу (протерозой); нижний – толща вулканитов и обломочных пород нижнего Кивиноу (протерозой). Залегание пород крутое. Структурный тренд докембрия совпадает с трендом складок в отложениях палеозоя (135–140°) и с одной из систем трещин. Бурение показало, что в посткембрийских породах отсутствуют признаки вулканизма, метаморфизма и значимых тепловых событий. Мичиганскому бассейну соответствуют Срединно-Мичиганская положительная гравиметрическая аномалия (более +10 мГал) и пространственно совпадающая с ней магнитная аномалия. Гравиметрическая аномалия интерпретируется как продолжение аномалии Мидконтинента и след протерозойского рифта. Магнитная аномалия связывается с вулканитами Кивиноу.

Современная морфоструктура территории представляет собой куполовидное поднятие, обрамленное кольцевыми депрессиями озер Мичиган и Гурон. Это может быть интерпретировано как общее погружение с частичной инверсией в центре или как рост купола с компенсационными кольцевыми депрессиями. Район Мичиганского бассейна изостатически уравновешен (и был уравновешен в палеозое). Канадский щит в целом находится в изостатически неуравновешенном состоянии, а изогипсы постгляциального поднятия секут Мичиганский бассейн. Следовательно, впадины озер Мичиган и Гурон и разделяющее их центральное поднятие не имеют прямой связи с постгляциальными изостатическими процессами. Уровень сейсмичности области очень низкий. Мичиганский бассейн на современном этапе находится в области регионального поля сжатия, захватывающего территорию Мидконтинента.

Происхождение Мичиганского бассейна и его структуры трактовалось по-разному. Так, например, тепловая контракция, утяжеление коры благодаря внедрению тяжелого интрузивного материала, подъем астеносферного диапира не могут быть приняты, так как в регионе отсутствуют какие-либо следы магматических, метаморфических и тепловых событий, синхронных опусканию. Механизму рифтинга не отвечает конфигурация бассейна, равным образом не проходит вариант транстенсионной структуры и т. д. Существуют представления, отражающие региональные особенности, – влияние аппалачской орогении или раскрытие Атлантики. Однако влияние Аппалач не может быть реальным, так как оно практически полностью скомпенсировано Предаппалачским прогибом. В его пределах расположение фациальных зон и внутрибассейновых структур соответствует аппалачскому тренду, тогда как в Мичиганском бассейне оси складок перпендикулярны этому тренду, а границы фациальных зон имеют округлую форму.

Эта закономерность подчеркивается и ориентировкой главных напряжений в пределах Аппалач и Мидконтинента. Вряд ли Аппалачская орогения могла влиять и на заложение других аналогичных бассейнов (Виллистон, Иллинойс и др.), которые составляют с Мичиганским единый тектонический ансамбль плитной части Северо-Американской платформы. Влияние Атлантики также можно исключить, поскольку развитие плитных бассейнов Северной Америки происходило в палеозое, а Атлантический океан начал развиваться как реальная структура только в юре. Кроме того, ни один из упомянутых вариантов не объясняет особенности структуры и эволюции бассейна, которые были подчеркнуты ранее, а именно: заложение центрально-симметричной впадины; длительное пликативное прогибание дна седиментационного бассейна (поверхности фундамента); сопряженное образование изометричной общей формы и линейной инфраструктуры; возникновение самой инфраструктуры. Необъяснимо происхождение центрально-симметричных платформенных морфоструктур типа Мичиганского бассейна или купола Адирондак и с позиций взаимодействия литосферных плит.

Как можно видеть, Мичиганский бассейн и ОС обладают чертами как сходства, так и различия. *Черты сходства:* заложение на консолидированной сиалической коре; центрально-симметричная форма; длительное перманентно-прерывистое прогибание земной коры; сочетание общей округлой синклинальной формы с линейной инфраструктурой; сочетание в инфраструктуре широких пологих синклиналей и узких антиклиналей; сходство их современной морфоструктуры; наличие центральных гравиметрической и магнитной аномалий; повышенное содержание углерода и его концентрация в антиклинальных структурах. *Черты различия:* приуроченность описываемых структур к различным континентам и разным этапам развития земной коры; вулканизм, метаморфизм и метасоматоз в Онежском бассейне и их отсутствие в пределах Мичиганского; различная интенсивность структурообразующих процессов; сопряженность прогибания с чередованием эпох транспрессии и транстенсии в ОС [Леонов, 2004] и устойчивое прогибание и опускание дна впадины Мичиганского бассейна.

Такое сочетание характеристик указывает на то, что в образовании Мичиганского и Онежского бассейнов задействованы геодинамические режимы двух категорий: (А) межрегиональный (или глобальный) режим, общий для различных участков земной коры и разных этапов ее развития, отраже-

ние которого запечатлено в чертах сходства; (Б) локальные (региональные) режимы, проявляющиеся в определенных обстановках и на определенных этапах развития, которые обнаруживают себя в индивидуальных особенностях строения и эволюции описанных структур. Наличие центральной симметрии бассейнов указывает на то, что надрегиональный режим связан с относительно изотропным полем напряжений. Линейность внутренней структуры контролируется региональным полем напряжений с отчетливо выраженной анизотропией.

Модель развития бассейнов, основанная на анализе геологического развития многих отрицательных структур (в т. ч. и бассейна Мичиган) и связанная с глобальным геодинамическим режимом, предложена в работе К. Дэллмеса. Суть модели в следующем. Земля представляет собой сплющенный с полюсов сфероид. Размеры, форма и динамические условия (скорость вращения) Земли накладывают определенные ограничения на вертикальные перемещения ее поверхности. В частности, это находит отражение в коррелируемости некоторых фундаментальных величин: величина сжатия у полюсов, максимальный размах рельефа Земли и максимальная мощность фанерозойского плитного осадочного чехла соизмеримы и составляют примерно 19–21 км. Из чего следует, что формирование рельефа поверхности фундамента (и, соответственно, дна осадочных бассейнов) может быть напрямую связано с деформацией сфероида Земли. И при реологической расслоенности литосферы прогибающийся участок упругой оболочки, которая покоится на менее упругом подкоровом слое, в изотропном поле напряжений неизбежно примет округлую форму независимо от того, вызвано ли прогибание нагрузкой сверху или утратой опоры снизу. Таким образом, можно полагать, что заложение центрально-симметричных отрицательных структур связано с глобальным механизмом, определяемым формой Земли, ее строением и элементами вращения.

И еще ряд важных соображений приводит К. Дэллмес. На профилях поверхность Земли обычно рисуется плоской, а соотношение вертикального и горизонтального масштабов искажено. В этом случае прогибание дна бассейна компенсируется *удлинением* линии профиля его дна и, следовательно, *растяжением*. При учете сферичности земной поверхности и в неискаженном масштабе видно, что вертикальное опускание дна бассейна связано не с удлинением линии основания, а с ее *сокращением* (дуга всегда длиннее стягивающей ее хорды). Профиль основания бассейна в начале прогибания никогда не принимает вогнутую форму, и расстояние между точками перегиба сокращается.

Результатом вертикального опускания земной коры является *сжатие* между точками перегиба (рис. 2.18). Опускание участка сферической поверхности приводит к уменьшению объема, заключенного под этим участком, а поднятие – к увеличению объема, что должно сопровождаться латеральным перераспределением вещества. При диаметре бассейна более 500–600 км породы на линии дна практически всегда находятся в обстановке сжатия. Обстановка преимущественного сжатия сохраняется в течение всего седиментационного цикла и в бассейнах шириной 200–400 км при мощности отложений, не превышающей 4000 м. При дальнейшем опускании дно может перейти некую критическую отметку, ниже которой длина профиля начнет увеличиваться и сжатие сменится растяжением. Глубина, на которой происходит смена укорочения профиля на удлинение, зависит от диаметра прогибающегося участка земной коры.

Как показывают расчеты, приводимые К. Дэллмесом, напряжения сжатия, возникающие вследствие сокращения пространства, достаточны, чтобы вызвать образование складок в первичном динамическом бассейне. Складчатость развивается постепенно и одновременно с прогибанием. Принципиально сходная модель уже была применена для объяснения складкообразования в прогибах, заложившихся на консолидированной коре [Косыгин, Магницкий, 1948; Штилле, 1964]. В свою очередь добавим: общее напряжение сжатия вызывает в реологически расслоенных средах действие механизма изгибной неустойчивости, и это приводит к формированию закономерно расположенных зон нагнетания (антиклинальных складок, вздутий) и оттока (зон прогибания) [Лобковский, 1988].

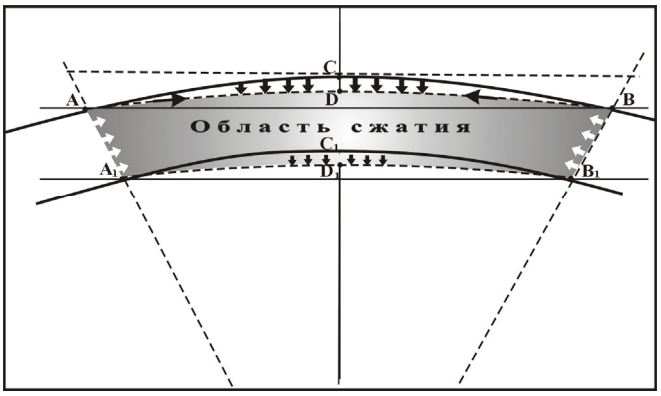


Рис. 2.18. Схема формирования первичного динамического бассейна (по: [Дэллмес, 1961]):

при прогибании сферической поверхности Земли и опускании дна бассейна (ACB) и разделов внутри литосферы ($A_1C_1B_1$) сохраняется выпуклая форма этих поверхностей (ADB, $A_1D_1B_1$). При этом длина линии уменьшается, так как хорда (AB) всегда короче дуги (ACB). И если дно бассейнов не переходит хорду, возникает область сжатия

Напряжение в центре опускающегося участка (при допущении, что фундамент сложен гранитами со сжимаемостью $\beta_0 = 20 \times 10^7$), обусловленное лишь вертикальным смещением, приближается к пределу прочности гранита ($\approx$ 1500 кг/см^2). Длительное существование напряжений и наличие неоднородностей приводят к деформации задолго до достижения предела прочности пород фундамента. По отношению к длительным напряжениям предел упругости гранита может снизиться до 630 кг/см^2. Тангенциальные напряжения в центральной части бассейна превышают вертикальную нагрузку настолько, что деформация начинается и в самом фундаменте. Породы обладают высоким сопротивлением на сжатие и низким – на растяжение. Для гранитов предел прочности на сжатие $\cong$ 1500 кг/см^2, на растяжение $\cong$ 50 кг/см^2. В результате анизотропии пород по отношению к напряжениям они могут разрушаться в локальных зонах вторичных напряжений *растяжения*, порождаемых первичными напряжениями *сжатия*. При неоднородной деформации это явление широко распространено.

Центрально-симметричная форма долгоживущих морфоструктур описанного типа детерминирована процессом надрегионального значения. Приведенные выше рассуждения показывают реальную возможность формирования таких геоструктур вследствие деформации сфероида Земли. Но конкретное проявление этого механизма, по-видимому, реализуется лишь на определенной (континентально-плитной) стадии эволюции литосферы, к началу которой происходят образование консолидированной континентальной коры и ее расслоение на верхне-, средне- и нижнекоровый слои. При этом кора, несмотря на наличие слоев с разными физико-химическими свойствами, в целом обладает относительной реологической гомогенностью. Это делает возможным проявление в ее пределах 3D-деформации тектонического течения, структурные следы которой зафиксированы при натурных наблюдениях [Ажгирей, 1966; Леонов, 2008; Лукьянов, 1991] и возможность которой подтверждена физическим и численным моделированием [Артюшков, 1993; Биргер, 1996, 1998]. В этом случае кора реагирует на квазиизотропное глобальное напряженное состояние центрально-симметричными изгибами большого радиуса кривизны и пространственным перераспределением горных масс. Такова, вероятно, первопричина заложения и длительного существования Мичиганского и подобных ему бассейнов (Иллинойс, Виллинстон и др.).

Формирование центрально-симметричной Мичиганской впадины происходит в пределах развития консолидированной коры с возникшим в докембрии структурным трендом. Влияние исходной анизотропии фундамента, по-видимому, определило линейное расположение складчатых структур Мичиганского бассейна, а их возникновение связано со сжатием, которое проявляется при укорочении дна бассейна в процессе его опускания. Дно Мичиганского бассейна никогда не переходило критическую отметку, на которой происходит смена общего сжатия на растяжение. И значительные объемы пород находились в обстановке сжатия в течение всего периода существования бассейна. Возможно, именно с этим связано отсутствие проявлений магматизма и метаморфизма в пределах бассейна Мичиган, который может рассматриваться как тектонотип (генотип) подобного рода структур.

Механизм заложения и эволюции ОС представляется более сложным. Основываясь на изложенном ранее материале, можно рассмотреть следующую (в известной степени гипотетическую) схему развития Онежского региона, предложенную М.Г. Леоновым [2004] и получившую подтверждение в данных по стадийности развития силлового магматизма, собранных и проанализированных А.В. Полещуком. В раннем палеопротерозое (сумий – сариолий) на кристаллическом фундаменте Карельского массива в условиях сводового поднятия накапливались вулканогенно-осадочные серии рифтогенного типа. Формирование ятулийско-людиковийского бассейна происходит на фоне объемного сдвигового течения пород фундамента, их повышенной флюидно-магматической проницаемости и чередования эпох транстенсии и транспрессии. Бассейн имеет транстенсионную природу, что свидетельствует о преобладании анизотропного поля напряжений. В то же время ОС и Мичиганский бассейн имеют относительно изометричные очертания, тем самым фиксируя наличие квазиизотропного поля напряжений. В строении ОС отчетливо видно сочетание двух структурных планов: центрально-симметричного и линейного. «Центрально-симметричный» план структуры, независимо от неоднократной смены режимов транстенсии и транспрессии, сохраняется на протяжении всего палеопротерозоя и, несмотря на смену многих геодинамических параметров, вновь проявляется в новейшее время. Все это свидетельствует о постоянном наличии изотропного поля напряжений в течение всего времени существования Онежского палеопротерозойского бассейна.

Прогибание поверхности консолидированной коры вызвало сжатие в соответствии с описанным выше механизмом. Исходный диаметр бассейна неизвестен, но, учитывая современные размеры структуры, а также данные палеогеографических и неотектонических реконструкций, можно полагать, что ширина бассейна была в пределах 150–250 км. В этом случае сжатие должно было

продолжаться до тех пор, пока дно бассейна в точке его максимального погружения не достигло глубин 500–1000 м относительно точки перегиба в бортах бассейна. Этого уровня дно бассейна достигает, вероятно, к середине людиковия. А доятулийский период палеопротерозоя (сидерий) характеризовался режимом рифтогенного типа, особенности его проявления в этом регионе из-за ограниченности сохранившегося вещества пока не поддаются однозначной расшифровке. Заложение Северо-Онежского бассейна началось в ятулии, когда он приобрел единую форму.

В этот период в результате интерференции режимов общего сжатия, изгибной неустойчивости и продольного сдвигового течения образовалась зачаточная складчатая инфраструктура. Субпараллельная, дисгармоничная по отношению к общей форме ориентировка складок была предопределена общим линейным сдвиговым трендом Карельского массива. По достижении дна бассейна глубин порядка 500–1000 м (при указанной выше ширине) сжатие ниже линии дна бассейна сменяется растяжением, что облегчает проникновение магматического материала и находит отражение в мощных вулканических излияниях конца раннего ятулия и людиковия.

В дальнейшем в соответствии с характером деформации плоского протяженного тела в бассейне сосуществуют два, казалось бы, несовместимых режима: транстенсии (растяжения со сдвигом) – ниже нейтральной поверхности и транспрессии (сжатия со сдвигом) – выше нейтральной поверхности, что определяет рост конседиментационных складок (выше нейтральной поверхности) и внедрение магматического материала (ниже нейтральной поверхности).

По мере заполнения бассейна осадками происходит перманентное смещение нейтральной поверхности вверх по разрезу (гипсометрически она остается примерно на одном и том же уровне). В результате выше нейтральной поверхности область сжатия захватывает все более молодые толщи пород, а ниже нейтральной поверхности образуются зоны декомпрессии, в которые легко проникает (с течением времени во все более высокие горизонты) магматический материал.

В людиковии бассейн делается более глубоким. Поверхность дна в центральной части бассейна, вероятно, переходит критическую отметку, что становится причиной общего растяжения и массовых магматических излияний. Все эти процессы в значительной степени стимулируются и 3D-сдвиговым течением, характерным для всего региона в целом. В завершающую фазу осадконакопления (петрозаводское и шокшинское время) за счет интенсивного сноса терригенного материала происходит обмеление бассейна и его постепенное отмирание. Поверхность дна и залегающие непосредственно ниже толщи отложений вновь оказываются в области сжатия, и магматическая деятельность практически прекращается. Однако в конце шокшинского времени происходит внедрение мощного и протяженного силла. Основываясь на этом факте, а также принимая во внимание отсутствие в Южно-Онежской мульде линейных складок, можно предположить, что в этот период район мульды снова находился в режиме или растяжения или транстенсии.

История развития в позднем протерозое и фанерозое остается неясной, но неоднократное возобновление метасоматической минерализации в линейных антиклинальных зонах (см. выше) указывает на перманентную их активизацию в режиме транстенсии. На новейшем этапе происходит активизация региона, и основной план развития в принципе наследует более древний: формируются овальные морфоструктуры и происходит дооформление линейной инфратектоники. Одним из феноменов новейшего этапа (так же, как и в бассейне Мичиган) является рост морфоструктурного купола в центре овального прогиба. Однако, констатируя наличие этой особенности, нужно признать, что ее происхождение пока не находит удовлетворительного объяснения.

Под ОС расположена региональная положительная магнитная аномалия, а в составе выполняющих ее отложений находятся магнитоактивные тела: силлы и дайки габбродолеритов, обогащенные сульфидами шунгитоносные сланцы. Шунгитсодержащие толщи участвуют в формировании диапироподобных и купольных структур, их мощность резко возрастает в зонах линейных антиклиналей, и они местами имеют вид экструзий [Органическое вещество…, 1994; Ромашкин, Суханов, 2002; Филиппов, 2002; Филиппов, Ромашкин, 2006 и др.].

Сказанное приводит к выводу: механизм структурообразования, обусловленный региональной магнитной аномалией и дифференцированной магнитной восприимчивостью породных масс, вполне реален. Приведенная модель в определенной степени объясняет и механизм формирования новейшей морфоструктуры территории с куполообразным поднятием, обрамленным озерными впадинами. Но как бы там ни было, можно достаточно уверенно говорить о том, что современный облик ОС является следствием интерференции нескольких геодинамических режимов, среди которых основные – это надрегиональный режим изотропной деформации поверхности консолидированной коры и региональный режим объемного сдвигового тектонического течения, который проявлен на разных уровнях корового слоя.

Дополнительное подтверждение сделанным выводам содержится и в проявлениях процесса силлогенеза в пределах ОС. Основные фактические данные по этому вопросу были приведены выше. Наиболее вероятной моделью, позволяющей без явных противоречий объяснить заложение и эволюцию ОС, является механизм интерференции процессов объемного сдвигового течения и деформации сфероида Земли, которая приводит к прогибанию дна бассейна ниже уровня хорды прогиба земной поверхности. В соответствии с этой моделью (рис. 2.19), детальные расчеты к которой приведены в работах нескольких исследователей [Дэллмес, 1961; Косыгин, Магницкий, 1948; Робертс, 1972], дно осадочного бассейна в начале прогибания находится в условиях сжатия, но в краевых частях прогибающейся ванны в результате относительно резкого изгиба дневной поверхности возникает растяжение. По мере развития прогиба центральная область дна бассейна, перейдя «плоскость хорды», попадает в обстановку растяжения. При этом плоскость перехода «сжатие/растяжение», оставаясь на неизменном гипсометрическом уровне, постепенно смещается вверх по разрезу. Весьма вероятно, что перемещение по разрезу нейтральной (нулевой) поверхности, которая знаменует изменение знака напряженного состояния со сжатия на растяжение, приводит к смещению по разрезу зоны межпластовой дисгармонии, которая служит областью проникновения силлов, являющихся характерной формой проявления магматизма в регионе.

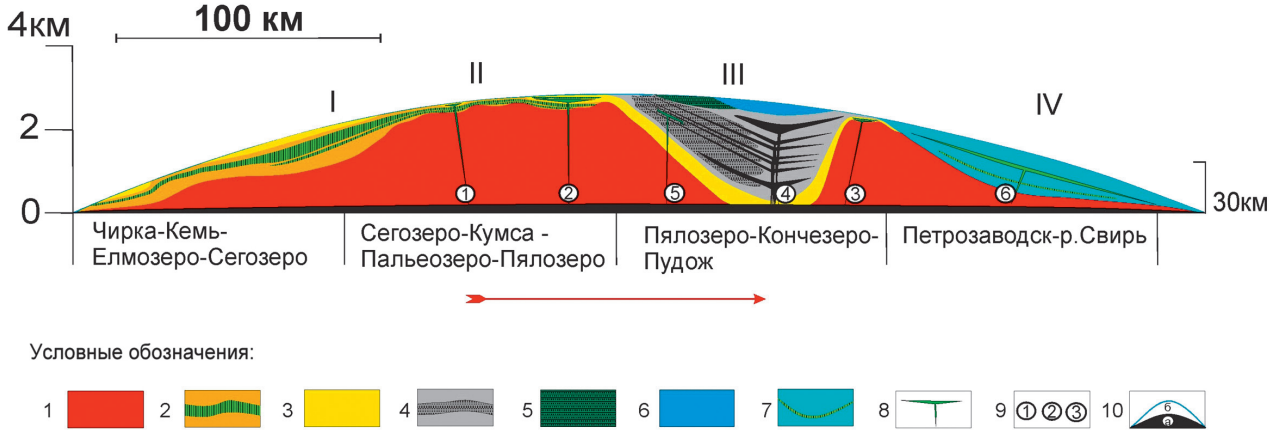


Рис. 2.19. Модель, отражающая характер проявления процессов силлогенеза в тектонической эволюции палеопротерозойской ОС на ятулийско-вепсийском этапах развития структуры (Сост. А.В. Полещук с использованием математических расчетов [Дэллмес, 1961; Косыгин, Магницкий, 1948; Робертс, 1972] и геологических материалов [Галдобина, 1982; Галдобина и др., 1972; Кайряк, 1973; Куликов и др., 1999; Полеховский, Голубев, 1989; Сацук и др., 1988; Светов, 1972, 1979; Соколов и др., 1970; Харитонов, 1966 и мн. др.], а также собственных наблюдений автора):

1 – гранито-гнейсы фундамента, сумийский и сариолийский надгоризонты; 2–3 – ятулий: 2 – сегозерский горизонт, 3 – онежский горизонт; 4–5 – людиковий: 4 – заонежская свита, 5 – суйсарская свита; 6 – калевий; 7 – вепсий; 8 – силлы; 9 – номера силлов (в кружках): 1 – Медногорский, 2 – Койкарско-Святнаволокский, 3 – Габневский и подводящая Пудожгорская интрузия, 4 – заонежские; 5 – Кончезерский, 6 – Ропручейский; 10 – дуга земной поверхности: а – в реальном масштабе (масштаб – в правой части рисунка, б – с увеличением вертикального масштаба (масштаб – в левой части рисунка).
Римскими цифрами обозначены: I – Сегозерская мульда; II – Уницкий купол, Кумсинская структура; III – Северо-Онежский синклинорий; IV – Южно-Онежская мульда. Стрелкой показано направление миграции областей прогибания и ареалов магматизма

Дж. Робертсом на основе расчетов, учитывающих диаметр бассейна, амплитуду прогибания, распределение возникающих горизонтальных напряжений и вертикальной нагрузки, показано, что в условиях деформации сферической поверхности Земли и прогибания бассейна наиболее благоприятные условия для горизонтального проникновения магматического материала (при субвертикальных подводящих каналах) создаются именно на уровне, где «горизонтальное напряжение σ_x в нормальном к оси бассейна направлении изменяет свой характер от растяжения на сжатие» [Робертс, 1972, с. 278], т. е. непосредственно ниже «плоскости хорды» (в области относительной декомпрессии), тогда как в «плоскости хорды» и непосредственно выше ее возникает «стрессовый барьер» [Anderson, 1942; Mudge, 1968], служащий магма- и флюидоупором и препятствующий проникновению расплавов в более высокие горизонты разреза. Равным образом зоны повышенной проницаемости могут образовываться и в прибортовых частях впадины в зоне растяжения на перегибе склона [Дэллмес, 1961] в соответствии с механизмом отслаивания и сбросовых дуплексов, о которых речь шла выше.

Из расчетов следует [Дэллмес, 1961; Косыгин, Магницкий, 1948], что при ширине области прогибания в 100–200 км глубина до «плоскости хорды» составит 200–800 м. При этом если прогибание дуги бассейна не перешло «плоскость хорды» в наиболее погруженной части, внедрения силлов здесь происходить не будет. В пределах ОС мощность отложений досиллового этапа (без учета их вторичного уплотнения) составляет 500–700 м, т. е. днище бассейна не погружается ниже «плоскости хорды». Этим, вероятно, и объясняется тот факт, что *первые силлы* локализуются не в наиболее погруженных частях бассейна, где его основание еще не перешло плоскость хорды, а в краевых частях области прогибания, где предполагается наличие флексурного перегиба, ограничивающего область позднеятулийского прогибания Северо-Онежской структуры [Полканов, 1956; Светов, Свириденко, 2005].

Основная фаза силлогенеза характеризуется становлением мощных и многочисленных силлов габбродолеритов, площадь которых сопоставима с площадями Северо-Онежской и Южно-Онежской структур. В районе Северо-Онежского бассейна силлогенез проявился на фоне достаточно интенсивного прогибания в заонежское время. Принимая в расчет приведенные выше ширину области прогибания и глубину нахождения «плоскости хорды» (учтена мощность отложений без учета силлов и постседиментационного уплотнения) порядка 1700 м, логично допустить, что к этому моменту основание бассейна пересекло «плоскость хорды» и достигло области декомпрессии.

Общее растяжение приводит к возникновению субвертикальных трещин, которые служили подводящими каналами для проникновения расплавов в осадочные толщи. При таком развитии событий, как показывают работы [Косыгин, Магницкий, 1948; Федосеев, 2000], возникают зоны пластового отслаивания, которые и служат вместилищем поступающего магматического материала и субпластовых магматических тел. Этому способствовало и наличие на уровне хорды магмоупора; к тому же он препятствовал проникновению расплавов в более высокие горизонты разреза. Присутствие пеперитов на контактах шунгитоносных пород и расслаивающих их силлов свидетельствует о внедрении расплава в пластичные неконсолидированные осадки [Полещук, 2007; Полещук, Ромашкин, 2005; Busby-Spera, White, 1987; Skilling et al., 2002; White et al., 2000 и др.] и, следовательно, об относительно быстром прогибании [Куликов и др., 2005, 2007; Филиппов и др., 2007]. Это подтверждается и наблюдаемым обогащением эндоконтактовых частей интрузий углеродистым веществом [Филиппов и др., 2002]. Процессы теплообмена, которые устанавливаются между силлами и пластичными вмещающими толщами [Полянский, Ревердатто, 2002; Элдер, 1972], сопровождались латеральными и вертикальными перемещениями с образованием структур будинажа, складок нагнетания и пр. [Полещук, 2007; Полещук, Ромашкин, 2005].

Завершение этапа силлогенеза связано со становлением дифференцированных силлов ультраосновного и основного состава, развитых в пределах площади распространения суйсарских осадочно-вулканогенных образований в западном обрамлении Северо-Онежской структуры. Ареал прогибания в это время уменьшился до 50–100 км (в соответствии с ареалом развития суйсарских образований), плоскость хорды составит 50–200 м [Косыгин, Магницкий, 1948]. Поскольку вмещающими породами для силлов этой фазы являются толщи заонежской свиты мощностью 600–700 м, и непосредственных контактов между силлами и комагматичными вулканитами суйсарской свиты не установлено, внедрение этих пластовых интрузий, вероятнее всего, происходило до этапа формирования суйсарских эффузивов. При этом силлы являлись промежуточными магматическими камерами, питающими суйсарские вулканы [Гилярова, 1941; Куликов и др., 1976, 1999; Светов, 1979]. Внедрение пластовых тел (на примере Кончезерского силла) происходило вблизи уровня хорды, на глубине около 300 м от земной поверхности, на что указывает мощность вмещающих толщ выше силла, и сопровождалось признаками, отражающими значительную активность магмы при завоевании пространства. Малая ширина области прогибания и, как следствие, малое потенциальное пространство для размещения силлов сказывались на размерах формирующихся пластовых тел. Питающие каналы приурочены к наиболее погруженным участкам прогибания, при этом преградой для расплава на пути к поверхности служило достижение уровня развития магмаупоров, роль которых выполняли лавовые толщи заонежской свиты.

На *постсилловом (постумном) этапе развития* Онежского бассейна, в калевии и начале вепсия, в процессе постепенного сокращения пространства вследствие контракционного сокращения, вызванного остыванием интрузивных масс [Petraske et al., 1978], происходило накопление в целом амагматичных мелководных тонко- и ритмичнослоистых толщ флишоидного типа [Бискэ и др., 2004; Кайряк, 1973; Филиппов, 2002].

В Южно-Онежской мульде силлогенез проявился в виде единой фазы, вслед за накоплением более чем 1500 м вулканогенно-осадочных толщ петрозаводской и шокшинской свит. При вероятной ширине Западно-Онежского бассейна 100–200 км глубина до уровня хорды для этой области прогиба-

ния составит 200–800 м [Дэллмес, 1961; Косыгин, Магницкий, 1948]. Величина прогибания дуги бассейна в наиболее погруженной части, в соответствии с такой мощностью осадков, значительно превышает приведенные расчетные значения глубины уровня хорды. Общий мелководный характер осадконакопления с соответствующим набором осадочных текстур на плоскостях напластования, периодами формирования кор выветривания и субаэральных вулканитов, значительная мощность осадков и сохранность слюдистых минералов свидетельствуют о том, что толщи эти образовывались в процессе достаточно быстрого и в то же время компенсированного прогибания дна бассейна. Прогибание сопровождалось становлением питающего канала в наиболее погруженной части структуры, представленного дайкой северо-западного простирания [Полканов, 1956]. Проникая в эти наиболее погруженные области, по подводящему каналу, расплав внедрялся в хрупкие литифицированные осадочные толщи [Полканов, 1956; Симанович, 1966], с образованием дифференцированного силла значительной площади и мощности на глубине около 500 м от земной поверхности. Наиболее вероятной причиной остановки расплава при движении к земной поверхности является достижение магмой стрессовых барьеров вблизи уровня хорды, представленных плотными кварцито-песчаниками.

После завершения этапа силлогенеза ОС приобрела изометрично-округлые внешние очертания, а пластовые интрузии, насытившие вулканогенно-осадочный разрез, придали структуре дополнительную «жесткость» перед грядущими событиями свекофеннских преобразований.

Заканчивая главу, нужно подчеркнуть: имеющиеся геологические данные указывают, что среди всего многообразия гипотез, объясняющих происхождение структур, подобных ОС, внимания заслуживают те из них, которые допускают пространственное перераспределение (отток, латеральное течение, нагнетание) горных масс в условиях объемного тектонического течения на различных глубинных уровнях коры и литосферы. Исследование причин возникновения такого течения – вопрос особый, но «для объяснения колебательных движений земной коры в осадочных бассейнах более приемлемым оказывается механизм, связанный с конвективной неустойчивостью литосферы» [Биргер, 1996, с. 20]. «Жесткие» модели типа покровно-надвиговой или чисто раздвиговой сколовой тектоники, по всей видимости, менее вероятны. При этом нужно подчеркнуть, что авторы отдают себе отчет в дискуссионности ряда высказанных положений и выводов, которые нуждаются в обсуждении и дальнейшей проверке. Возможно, некоторые из них со временем будут отброшены. Но на настоящий момент можно утверждать следующее: 1 – Онежская структура принадлежит к типу центрально-симметричных долгоживущих морфоструктур фундамента, которые являются одним из характерных тектонических элементов платформ; 2 – тектоническая эволюция подобных структур – процесс многокомпонентный, и их современный облик обусловлен интерференцией геодинамических режимов и структурообразующих механизмов различного ранга и генезиса; 3 – модель формирования таких структур, наиболее адекватная природным реалиям, включает в себя совокупное действие надрегионального режима (деформация сфероида Земли) и частных региональных режимов.

В главе использованы материалы, полученные в рамках исследований по Проекту «Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов на стадиях формирования чехла и внутриплитной активизации» Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 9 и Гранта Российского фонда фундаментальных исследований № 10-05-00852.

ЛИТЕРАТУРА

Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: МГУ, 1966. 348 с.

Андерсон Е.Б., Заславский В.Г. Никитин С.А. и др. Изотопное датирование урановой минерализации в рамках 3-этапной модели с использованием селенидов висмута и свинца в качестве «вторичных» геохронометров // Современные данные изотопной геохимии и космохимии. Л.: Наука, 1985. С. 82–91.

Андреев П.Ф., Чумаченко А.П. О процессах восстановления урана на природных органических соединениях // Геохимия. 1964. № 1. С. 16–22.

Арестова Н.А., Гуськова Е.Г., Краснова А.Ф. Палеомагнетизм пород Шилосской структуры Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса, Восточная Карелия // Физика земли. 2000. № 5. С. 70–75.

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.

Арсеньев К.И. Описание Олонецких заводов, с самого их основания, до последних времен, с кратким обозрением Олонецкой губернии // Тр. Минералогич. общества в СПб. 1830. Ч. 50. 282 с.

Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 458 с.

Атлас текстур и структур шунгитоносных пород Онежского синклинория / Ред. М.М. Филиппов и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 80 с.

Афанасьева Е.Н. Парагенезис гребневидной складчатости: стадии развития и рудоносность (на примере Онежского прогиба). Структурные парагенезы и их ансамбли // Мат. совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 6–8.

Афанасьева Е.Н. Степень соответствия ятулийского структурного плана архейскому как показатель интенсивности свекофеннских деформаций / Структурный анализ кристаллических комплексов и геологическое картирование. Ч. 1. Киев: Наук. Думка, 1990. С. 30–31.

Ахмедов А.М. Бассейны черносланцевого седиментогенеза протерозоя Балтийского щита: (Этапы развития, режимы седиментации, металлоносность): Автореф. дис. … д. геол.-мин. наук. СПб: ВСЕГЕИ, 1997. 39 с.

Ахмедов А.М., Гущин В.С., Савицкий А.В. и др. Карелиды южной Карелии // Сов. геология. 1990. № 1. С. 96–105.

Ахмедов А.М., Ефремов А.М. Изотопный состав серы сульфидных конкреций из углеродистых флишоидных формаций Балтийского щита / Конкреции докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 121–129.

Ахмедов А.М., Крупеник В.А. Выделение корреляционных горизонтов для целей составления опорных стратиграфических разрезов туломозерской и суйсарской свит Онежской структуры / Отчет по т. № 803. Л.: ВСЕГЕИ, 1991.

Ахмедов А.М., Крупеник В.А. Литолого-геохимическое изучение опорных разрезов терригенно-карбонатных комплексов раннего протерозоя / Методические рекомендации. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 63 с.

Ахмедов А.М., Крупеник В.А., Макарихин В.В. и др. Изотопный состав углерода в карбонатах раннепротерозойских бассейнов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. 62 с.

Ахмедов А.М., Негруца В.З. Стратиграфические реперы нижнепротерозойских отложений восточной части Балтийского щита // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1985. Т. 339. С. 34–44.

Ахмедов А.М., Орлова М.Т., Якобсон К.Э. Щелочно-ультраосновной вулканизм в раннем протерозое Онежского прогиба // ДАН СССР. 1992. Т. 326, № 2. С. 305–308.

Ахмедов А.М., Панова Е.Г., Крупеник В.А., Свешникова К.Ю. Аридные палеобассейны раннего протерозоя и девона зоны сочленения Балтийского щита и Русской платформы. СПб: СПб ун-т, 2004. 140 с.

Ахмедов А.М., Травин Л.В., Тихомирова М.И. Эпохи оледенения и эвапоритизации в раннем протерозое и межрегиональная корреляция // Регион. геол. и метал. СПб. 1996. № 5. С. 84–97.

Байи Л., Оже Т., Кошера А. и др. Новые данные о возрасте Бураковской расслоенной интрузии (Карелии) // ДАН. 2009. Т. 426, № 2. С. 202–206.

Бакиров А.А. Нефтегазоносные области Северной и Южной Америки. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 296 с.

Барков А.Ю., Леднев А.И., Трофимов Н.Н. и др. Мат. серии лаурит-эрликманит из хромитовых горизонтов расслоенных интрузий Карело-Кольского региона // ДАН СССР. 1991. Т. 319, № 4. С. 962–965.

Бережная Н.Г., Мыскова Т.А., Арестова Н.А. и др. Возраст протолита сумийских кварцитов Кумсинской структуры / Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 63–65.

Берковский А.Н., Семенов В.С., Корнеев С.И. и др. Строение Бураковско-Аганозерского расслоенного комплекса: петрологические выводы // Петрология. 2000. Т. 8, № 6. С. 650–672.

Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 256 с.

Бибикова Е.В., Бергман И.А., Грачев Т.В., Макаров В.А. Архейский возраст железорудных формаций Карелии // Геохронология и проблемы рудообразования. М., 1977. С. 25–33.

Бибикова Е.В., Кирнозова Е.И., Лазарев Ю.Н. и др. U-Pb изотопный возраст вепсия Карелии // ДАН СССР. 1990. Т. 310, № 1. С. 212–216.

Билибина Т.В., Гусякин Г.О., Мельников Е.К. и др. Новый тип уранового оруденения в юго-восточной части Балтийского щита (Онежский прогиб) // Мат. по геологии урановых месторождений. Вып. 84. М., 1983. С. 5–17.

Билибина Т.В., Мельников Е.К., Савицкий А.В. О новом типе месторождений комплексных руд в Южной Карелии // Геология рудн. м-ний. 1991. № 6. С. 3–14.

Биргер Б.И. Модулированные термоконвективные волны в литосфере Земли // Российский журн. наук о Земле, 1998. Т. 1, № 2. С. 141–155.

Биргер Б.И. Устойчивость литосферы при горизонтальном сжатии / Современные проблемы сейсмичности и динамики Земли. М.: ОИФЗ, 1996. Вып. 28. С. 4–20.

Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. и др. Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск: Карелия, 1971. 74 с.

Бискэ Г.С., Лукашов А.Д., Экман И.М. О связи котловин крупнейших озер Северо-запада СССР с тектоникой / Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: КФАН СССР, 1974. С. 35–42.

Бискэ Н.С. Микропроявления миграционного углеродистого вещества в залежах максовитов / Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения СЗ России. Петрозаводск, 2007. С. 46–49.

Бискэ Н.С., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В. Протерозойские пеперит-структуры участка Лебещина // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 193–200.

Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М., 1988. 247 с.

Богданов Ю.Б. Государственная геологическая карта РФ, лист P-35-37. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 322 с.

Богданов Ю.Б., Негруца В.З., Суслова С.Н. и др. Стратиграфия докембрийских отложений восточной части Балтийского щита / Стратиграфия и изотопная геология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971. С. 160–170.

Богина М.М., Красивская И.С., Шарков Е.В. и др. Жильные граниты Бураковского расслоенного плутона, Южная Карелия // Петрология. 2000. Т. 8, № 4. С. 409–429.

Бондаренко П.М. К методике моделирования кольцевых и других центрально-симметричных структур, различных по морфологии и генезису / Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Новосибирск: СО АН СССР, 1984. С. 54–88.

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.

Бондарь Л.Ф. К геологии верхнего ятулия-суйсария. Участок оз. Мунозеро / Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск. 1972. С. 144–152.

Бондарь Е.Б., Клесмент И.Р., Куузик М.Г. Исследование структуры и генезиса шунгита // Горючие сланцы. 1987. Т. 4, № 4. С. 377–393.

Булавин А.В. Закономерности размещения комплексного ванадиевого оруденения в структурах Онежского прогиба: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Л., 1990. 26 с.

Булавин А.В. Формация комплексных медь-уран-молибден-ванадиевых руд зон складчато-разрывных дислокаций Онежской структуры / Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1999. С. 246–261.

Венус Б.Г., Линьков А.Г., Тырин А.К. Геолого-геоморфологическое строение дна Онежского озера по данным геоакустического зондирования // Вестник ЛГУ. 1996. Вып. 4, № 24. С. 25–30.

Верховский А.Б., Прасолов Э.М., Лохов К.И. и др. Изотопные характеристики углеродсодержащих пород базальной части средней подсвиты заонежской свиты // Тез. докл. XVII симпозиума по геохимии изотопов. М., 2004. С. 45–46.

Виноградов В.И., Буякайте М.И., Колодяжный С.Ю. и др. Этапы вещественных преобразований архей-протерозойских пород Центрально-Карельского домена // ДАН. 2001. Т. 380, № 6. С. 795–799.

Винокуров С.Ф., Новиков Ю.Н., Усатов А.В. Фуллерены в геохимии эндогенных процессов // Геохимия. 1997. № 9. С. 937–944.

Войтович В.С. О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита // Геотектоника. 1971. № 1. С. 33–42.

Волков В.Н., Полеховский Ю.С., Сергеев А.С. и др. Введение в металлогению горючих ископаемых и углеродсодержащих пород. СПбГУ, 1997. 248 с.

Волкова И.Б. Органическая петрология. Л.: Недра, 1990. 299 с.

Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. и др. Некоторые особенности модельных представлений о происхождении архейских ТТГ ассоциаций древних кратонов // Геотектоника. 2010. № 4. С. 1–19.

Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 154 с.

Вулканические постройки протерозоя Карелии / Ред. В.А. Соколов. Л.: Наука, 1978. 168 с.

Галдобина Л.П. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1982. 204 с.

Галдобина Л.П. Иотнийские образования района Прионежья КАССР // Изв. КФАН СССР. 1958. № 5. С. 10–18.

Галдобина Л.П. Комплексное изучение черносланцевых формаций Карелии. Фонды КарНЦ РАН. Петрозаводск, 1983. 438 с.

Галдобина Л.П. Металлогения шунгитсодержащих и шунгитовых пород Онежской мульды / Мат. по металлогении Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1987. С. 100–113.

Галдобина Л.П., Калинин Ю.К., Купряков С.В. Эндогенное происхождение шунгитовых пород протерозоя Карелии / Тез. докл. 2-го Всесоюзн. совещ. по геохимии углерода. М., 1986. С. 79–81.

Галдобина Л.П., Михайлюк Е.М. Колонии древних водорослей в песчано-глинистых породах района пос. Бесовец КАССР / Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1966. С. 26–29.

Галдобина Л.П., Михайлюк Е.М. Литология и палеогеография осадочных образований среднего протерозоя Южной Карелии / Проблемы литологии докембрия. Л.: Наука, 1971. С. 21–31.

Галдобина Л.П., Светов А.П., Соколов В.А. Район с. Спасская Губа – д. Гомсельга / Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1972. С. 144–152.

Галдобина Л.П., Хейсканен К.И. Вепсийский надгоризонт Онежского прогиба / Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1989. С. 134–142.

Галдобина Л.П., Шидловски М., Соколов В.А. и др. Исследования шунгитов нижнего протерозоя Карелии методом углеродных изотопов / Тр. 27 Межд. геол. конгр. М., 1984. Т. 2. 292 с.

Ганин В.А. Геологическое строение и полезные ископаемые Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления. Отчет о результатах ГГК-50 за 1990–1995 гг. 1995. Фонды КГЭ.

Ганин В.А., Гриневич Н.Г., Логинов В.Н. Петрология и платиноносность Бураковско-Аганозерской интрузии (Восточное Заонежье) / Платина России. Т. 2, кн. 2. М.: Геоинформмарк, 1995. С. 19–23.

Гарагаш И.А., Николаевский В.Н. Неассоциированные законы течения и локализация пластической деформации // Успехи механики. 1989. Т. 12, вып. 1. С. 131–183.

Гарбар Д.И. Иотний Юго-Западного Прионежья: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Л., 1970. 18 с.

Гарбар Д.И. Отчет о результатах поисковых работ на никель в пределах Бураковско-Аганозерской аномальной зоны, лист Р-31.72. СЗГТУ, 1975.

Гарбар Д.И. Стратиграфия. Верхний протерозой. Йотнийская серия. Верхнепротерозойские (постиотнийские) магматические образования / Геология СССР. М.: Недра, 1971. Т. I. С. 64–81.

Гарбар Д.И., Мильштейн В.Е. Стратиграфия и новые формы микрофитолитов иотния Юго-Западного Прионежья // ДАН СССР. 1970. Т. 195, № 1. С. 98–151.

Гарбар Д.И., Сахновская Т.П. Перспективы никеленосности Бураковско-Аганозерского массива (Восточная Карелия) // Сов. геол., 1981. № 9. С. 53–58.

Гарбар Д.И., Сахновская Т.П., Чечель Э.К. Геологическое строение и рудоносность Бураковско-Аганозерского массива (Восточное Прионежье) // Изв. АН СССР. Серия геол. 1977-б, № 8. С. 100–112.

Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1975. 141 с.

Геология Карелии / Ред. В.А. Соколов. Л.: Наука, 1987. 231 с.

Геология СССР. Т. 37. Карельская АССР. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Гостехиздат, 1960. 740 с.

Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Ред. В.А. Соколов Петрозаводск: КФАН СССР, 1982. 204 с.

Гилярова М.А. К стратиграфии докембрия Косозерского района (Тунгуда) Карело-Финской ССР // Вестн. ЛГУ. Сер. биол. геогр. и геол. 1955. № 1. С. 139–150.

Гилярова М.А. К стратиграфии и тектонике карельской формации Центральной Карелии // Уч. зап. ЛГПИ. 1948. Т. 72. С. 125–166.

Гилярова М.А. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии // Изв.-Кар.-Финск. научн.-исслед. базы АН СССР. 1949. № 2. С. 21–49.

Гилярова М.А. Спилиты Кончозерского района Карело-Финской СССР. Л.: ЛГУ, 1941. 129 с.

Гилярова М.А. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л., 1972. 218 с.

Гилярова М.А. Стратиграфия, структуры и магматизм восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 224 с.

Гилярова М.А. Шаровые лавы Суйсарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав // Вестник ЛГУ. 1951. № 1. С. 1–45.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.

Гниловская М.Б., Колесников Ч.М., Ищенко А.А. и др. Вендотениды Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1988. 143 с.

Голод М.И. Заонежская аномалия проводимости / Коровые аномалии электропроводности. Л.: Недра, 1984. С. 75–79.

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.

Голод М.И., Клабуков Б.Н., Гришин А.С. Глубинное строение земной коры и верхней мантии юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. Отчет по т. № 87. Архив КарНЦ РАН. Петрозаводск, 1988. Т. 1. 160 с.

Голод М.И., Клабуков Б.Н., Гришин А.С. и др. Глубинная электропроводность юго-западной части Карелии / Методика и результаты геофизических исследований докембрийских пород восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: КФАН СССР, 1987. С. 24–44.

Голод М.И., Соколов С.Я. Пути использования геофизических методов при поисках и разведке шунгитсодержащих пород // Геофизические и петрофизические исследования в Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1978. С. 28–33.

Голубев А.И. Геодинамические режимы образования и рудогенеза углеродсодержащих формаций докембрия Фенноскандинавского щита / Металлогения древних и современных океанов. Т. 1. Миасс: УрО РАН, 2005. С. 31–37.

Голубев А.И. Иващенко В.И., Трофимов Н.Н. Оценка благороднометалльного потенциала Онежского рудного района / Мат. конф. «Прогноз, поиски, оценка рудн. и нерудн. м-ий – достижения и перспективы». М.: ЦНИГРИ, 2008. С. 57–58.

Голубев А.И. Комплексные платинометалльные месторождения Карелии и перспективы их освоения // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 36–49.

Голубев А.И., Ахмедов А.М., Галдобина Л.П. Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1984. 192 с.

Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н. и др. Металлогения и оценка перспектив Карелии на крупные комплексные благороднометалльные месторождения // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск, 2007. С. 91–116.

Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н. и др. Рудные формации и металлогенические комплексы Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 155–176.

Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н. Рудноформационные типы и перспективы золотосодержащего оруденения Карельского региона / Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Апатиты: КНЦ РАН, 2010. С. 19–30.

Голубев А.И., Новиков Ю.Н. Геологическое строение и уран-ванадиевые месторождения Заонежья / Экологические проблемы освоения месторождения Средняя Падма. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 110 с.

Голубев А.И., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В. Связь углеродонакопления с основным вулканизмом в палеопротерозое Карелии (ятулийско-людиковийский переход) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. С. 73–79.

Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1983. 192 с.

Голубев А.И., Светов С.А., Светова А.И. Сумийские (2,55–2,40 млрд лет) андезибазальтовые ассоциации Центральной Крелии // Эл. журн. «Исследовано в России». 2002. 81. С. 903–913.

Голубев А.И., Трофимов Н.Н., Лавров М.М. Геология и минерагения Онежского рудного района (Южная Карелия) / Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения СЗ России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 85–88.

Голубев А.И., Трофимов Н.Н., Лавров М.М. и др. Благороднометалльное оруденение докембрия Карелии // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 17–21.

Голубев А.И., Трофимов Н.Н., Лавров М.М. и др. Рудно-формационные типы платиноносных объектов Карелии / Платина России. М.: Геоинформмарк, 2004. Т. V. С. 335–344.

Голубев А.И., Трофимов Н.Н., Петров С.В. и др. Благороднометалльная минерализация титаномагнетитовых руд Пудожгорского месторождения: технологическая характеристика, минералогия // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск, 2001. С. 48–53.

Голубев А.И., Трофимов Н.Н., Смирнова Н.К. и др. Освоение Пудожгорского месторождения – путь создания нового центра ферросплавной промышленности и цветной металлургии на СЗ России // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. С. 75–79.

Голубев А.И., Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н. Перспективные рудно-формационные типы платиноносных объектов Карелии / Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М., 2002. С. 128–132.

Голубев А.И., Шаров Н.В., Хазов Р.А. Особенности глубинного строения и минерагении Южной Карелии на примере Онежского и Ладожского рудных районов / Тектоника земной коры и мантии. М.: ГЕОС, 2005. Т. 1. С. 153–156.

Гольцин Н.А., Лохов К.И., Капитонов И.Н. и др. Полистадийные преобразования высокоуглеродистых пород людиковия Онежского прогиба // Региональная геология и металлогения. 2010. № 41. С. 66–79.

Горбачев В.И., Петров О.В., Тарханов Г.В. и др. Каменные соли в палеопротерозое Онежского прогиба Балтийского щита (по данным Онежской параметрической скважины) // Региональная геология и металлогения. 2011. № 45. С. 90–97.

Горлов В.И., Калинин Ю.К. Строение осадочной толщи нижнего суйсария и качество сырья для производства шунгизита / Опер.-информ. мат. Петрозаводск: КФАН СССР, 1977. С. 72–76.

Горлов В.И., Филиппов М.М. О генезисе шунгитового углерода пород суйсарской свиты нижнего протерозоя Карелии / Методика и результаты геофизических исследований докембрийских пород восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: КФАН СССР, 1987. С. 105–122.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А. и др. Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломитах туломозерской свиты, ЮВ Карелия, ранний палеопротерозой // ДАН. 1998. Т. 360, № 4. С. 533–536.

Горошко А.Ф. Геология, условия локализации и поисковые признаки нового перспективного типа комплексных никель-магнезиальных руд в ультрамафитах Карельской части Балтийского щита (на примере Аганозерского месторождения): Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Петрозаводск, 2000. 22 с.

Горошко А.Ф. Новый геолого-промышленный тип комплексного никель-магнезиального сырья в ультра-мафитах Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1998. С. 24–35.

Гришин А.С. Геоблоки Балтийского щита. Петрозаводск: Карелия, 1990. 112 с.

Гроховская Г.Л., Лапина М.И., Ганин В.А. и др. Проявления ЭПГ-минерализации в Бураковском расслоенном комплексе (Южная Карелия, Россия) // Геология рудн. м-ий. 2005. Т. 47, № 4. С. 315–341.

Гурская Л.И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб: ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.

Дегтярев Н.К., Трофимов Н.Н. Геологическое строение и благороднометалльная минерализация северной части Шалозерского блока Бураковского плутона // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 188–202.

Дело по отношению Олонецкого Губернского Правления // 1841. ЦГА РК. Фонд 33. Опись 31. Д. ¼. 1839–1860. 722 с.

Дертев А.К., Буданов Г.Ф., Грибков В.В. и др. Возможная промышленная нефтегазоносность допалеозойских формаций Южной Карелии / Углеродсодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. С. 93–97.

Дертев А.К., Грибков В.В., Кузьмин Б.В. и др. Перспективы нефтегазоносности Ленинградской области и юга Республики Карелия / Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья. М.: Геоинформмарк, 1994. 36 с.

Додин Д.А., Чернышев Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 755 с.

Дубовикова З.Л., Полеховский Ю.С. Геологические особенности алмазоносных кимберлитов Кимозера (Онежский прогиб, Карелия) // Региональная геология и металлогения. 2009. № 38. С. 31–42.

Дуркин А.Т., Вольфштейн П.М., Пухлякова С.С. и др. Особенности глубинного строения южной окраины Балтийского щита по субширотным региональным профилям Новая Ладога – Лодейное Поле – Ошта и Доможирово-Шамокша (Ленинградская область) по данным комплексных геофизических и геохимических исследований / Геофизика XXI столетия. М.: Научный мир, 2006. С. 48–56.

Дэллмес К.Ф. Основные черты развития бассейна в связи с распространением нефти / Распространение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 634–671.

Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М.: ИЛ, 1957. 449 с.

Дюккиев Е.Ф., Туполев А.Г. Спектры поглощения шунгита – I в видимой, УФ- и ИК-областях / Шунгиты – новое углеродистое сырье. Петрозаводск: КФАН СССР, 1984. С. 52–53.

Елисеев М.А., Робонен В.И. О структурном соотношении сумия и сариолия в районе п. Эльмус (оз. Калливолампи) / Геология и стратиграфия докембрийских образований Карелии. Петрозаводск: КФАН, СССР, 1983. С. 11–13.

Ермохин К.М. Технология построения разрезов методом аналитического продолжения геофизических полей. М.: Геоинформатика, 2010. № 2. С. 25–30.

Ермохин К.М., Жданова Л.А. Аналитическое продолжение геофизических полей, как отражение глубинного геологического строения / Мат. межд. конф. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. Ч. 1. С. 183–186.

Ефимов А.В. Аэромагнитная съемка м-ба 1 : 50 000 – 1 : 100 000 на акватории Онежского озера. СПб., 2000.

Ефимов А.В., Степанов К.И. Опережающая аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000 – 1 : 100 000 на акватории Онежского озера и прилегающей территории суши. Отчет. СПб.: СЗГУ, 2000. 155 с.

Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород. Справочное пособие. М.: Недра, 1985. 512 с.

Жамойда А.И. Проблемы Международной (общей) стратиграфической шкалы / Стратигр. Геологич. Коррел. 2004. Т. 12, № 4. С. 3–13.

Жмур С.И., Горленко В.М., Розанов А.Ю. и др. Цианобактериальная система – процудент углеродистого вещества шунгитов нижнего протерозоя Карелии // Литол. полезн. ископ. 1993. № 2. С. 122–127.

Заварзин Г.А. Бактерии состав атмосферы. М.: Наука, 1984. 199 с.

Задачи и правила изучения и описания опорных стратиграфичнских разрезов / Инструкция межвед. Стратигр. Комитета СССР. Л., 1983.

Закруткин В.Е., Жмур С.И. Высокоуглеродистая формация в нижнем протерозое Курской магнитной аномалии. Ростов-на-Дону: Ростовский ун-т, 1989. 125 с.

Зверев А.Т. Взаимосвязь современных, новейших древних вертикальных тектонических движений Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1982. С. 55–59.

Злобин В.Л., Богина М.М. Палеопротерозойский (сумийский) бимодальный магматизм Шомбинской структуры, Северная Карелия / Тез. докл. петрографического совещ. 2010. Т. 1. С. 255–256.

Золотов Е.Е., Костюченко С.Л., Ракитов В.А. и др. Глубинное строение литосферы Восточно-Европейской платформы по результатам сейсмологических наблюдений // Разведка и охрана недр. 1998. № 2. С. 11–13.

Зуйкова Ю.Л., Шилова Т.М. Составление сводных аэрогеофизических карт на Ладожско-Онежскую площадь. Отчет. СПб.: СЗТГУ, 2000. 180 с.

Зыков Д.С. Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит) // Тр. ГИН РАН. Вып. 534. М.: ГЕОС, 2001. 146 с.

Иваников В.В., Малашин М.В., Голубев А.И. и др. Новые данные по геохимии ятулийских базальтов центральной Карелии // Вестник СПб ун-та. Сер. 7. Геол., география. 2008. Вып. 4. С. 31–45.

Иванова Т.А., Оношко И.С. Битумы в районе Сайнаволокской вулканно-тектонической структуры / Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 123–128.

Иващенко В.И., Голубев А.И. Золотоносность неоархейских и палеопротерозойских зеленокаменных и гранитоидных комплексов Фенноскандинавского щита – сходство и различия / Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 62–66.

Игнатьева Т.С., Голод М.И., Галдобина Л.П. и др. Петрофизическая характеристика шунгитовых пород / Петрофизическая характеристика советской части Балтийского щита. Апатиты, 1976. С. 110–114.

Игнатьева Т.С., Кищенко Н.Т. Физические свойства горных пород Центральной Карелии / Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1974. С. 4–19.

Игнатьева Т.С., Кищенко Н.Т. Физические свойства горных пород среднего протерозоя Центральной Карелии. Отчет по т. 19. Петрозаводск: КФАН СССР, 1972. 434 с.

Исанина Э.В., Крупнова Н.А., Шаров Н.В. Структура литосферы вдоль профиля МОВЗ Гдов-Спасская Губа // Геофизический журн. 2004. 26, № 2. С. 112–121.

Кайряк А.И. Бесовецкая свита – новая осадочная толща в составе протерозоя Южной Карелии // Тр. КФАН СССР. 1960. Вып. 26. С. 106–111.

Кайряк А.И. Бесовецкая серия в Онежской структуре. Л.: Недра, 1973. 176 с.

Кайряк А.И. Схема стратиграфии средне- и верхнепротерозойских образований Южной Карелии / Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971. С. 71–83.

Калинин Ю.К. Основные изверженные породы Прионежского и Кондопожского районов Карелии как сырье для производства стекло-кристаллических материалов: Автореф. дис. … канд. техн. наук. Л.: ЛТИ им. Ленсовета, 1967. 216 с.

Калинин Ю.К., Тяганова В.И. Исследование электропроводности и термостойкости шунгитовых пород / Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1974. С. 92–99.

Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. и др. Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 11. С. 16–21.

Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.

Кищенко Н.Т. Физические свойства докембрийских образований Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1991. 65 с.

Клабуков Б.Н. Региональные геофизические поля Онежской структуры и их связь с органическим веществом // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 113–118.

Клабуков Б.Н. Результаты геоэлектрических исследований в Карельском регионе Балтийского щита / Проблемы изучения докембрийских образований геофизическими методами. Петрозаводск, 1990. С. 18–40.

Ковалевский В.В. Надмолекулярная и молекулярная структуры шунгитового вещества / Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 129–135.

Коваленко Г.М. Первые металлургические заводы в Карелии (1670–1703). Петрозаводск, 1979. 102 с.

Ковтун А.А. Строение коры и верхней мантии на северо-западе Восточно-Европейской платформы. Л.: ЛГУ, 1989. 284 с.

Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.

Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. и др. Геохронология циркона (Shrimp) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 3. С. 19–41.

Кожевников В.Н., Скублов С.Г. Детритные цирконы из архейских кварцитов Маткалахтинского зеленокаменного пояса. Карельский кратон: гидротермальные изменения, минеральные включения, изотопные возрасты // ДАН. 2010. Т. 430, № 5. С. 681–685.

Кожевников В.Н., Скублов С.Г., Марин Ю.Б и др. Хадей-архейские детритовые цирконы из ятулийских кварцитов и конгломератов Карельского кратона // ДАН. 2010. Т. 431, № 1. С. 1–5.

Кокорина Л.К., Мурова Э.В., Дворецкая Л.М. и др. Отчет о региональных сейсморазведочных работах в Пряжинском, Кондопожском и Медвежьегорском районах КАССР. Л.: ЗГТ, 1976. 50 с. ТФГИ по РК.

Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое // Тр. ГИН РАН. М., 2006. Вып. 572. 332 с.

Колодяжный С.Ю. Структурные парагенезы и кинематика Койкарской зоны сдвиговых деформаций Карельского массива // Геотектоника. 1999. № 6. С. 29–44.

Колодяжный С.Ю. Структурные парагенезы и кинематика Центрально-Карельской зоны сдвиговых деформаций (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 2. С. 59–79.

Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г. и др. Особенности эволюции купольно-сдвиговых структур Северо-Западного Прионежья (Карельский массив) // Российский журн. наук о Земле. 2000. Т. 2, № 2. С. 11–27.

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

Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. Л., 1988. 252 с.

Копелиович А.В., Симанович И.М. Постседиментационные преобразования пород иотнийской формации Прионежья // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1966. С. 61–79.

Копелиович А.В., Симанович И.М. Структуры дифференциального скольжения в кварцито-песчаниках иотнийских толщ Прионежья // ДАН СССР. 1963. Т. 151, № 3. С. 61–79.

Корешков И.В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 176 с.

Коржуев С.С. Морфоструктуры кристаллических щитов и проблема древнего пенеплена // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 2. С. 94–106.

Коровкин В.А., Турылева Л.В., Руденко Д.Г. и др. Недра северо-запада Российской Федерации. СПб., 2003. 520 с.

Коросов В.И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1991. 118 с.

Коросов В.И. О соотношении лав и обломочных пород в районе ручья Кубышкина (правый берег р. Кумсы) / Геология и петрология. Петрозаводск: КФАН СССР, 1988. С. 16–19.

Коросов В.И., Назарова Т.Н. К стратиграфии нижнекарельских образований Кумсинской структуры / Геология и стратиграфия докембрия Карелии. Петрозаводск, 1988 а. С. 39–43.

Коросов В.И., Назарова Т.Н. Сводный разрез осадочно-вулканогенных образований Кумсинской структуры и соотношение их с конгломератами сариолия / Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1989. С. 39–47.

Коросов В.И., Назарова Т.Н. Сводный разрез основания протерозоя Кумсинской структуры / Геология и петрология. Петрозаводск, 1988 б. С. 19–22.

Коросов В.И., Робонен В.И. Сводный путеводитель экскурсий. 27-й МГК. М., 1984. С. 51–52.

Корреляция докембрия западной части Восточно-Европейской платформы. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1987. 95 с.

Корякин А.С. Некоторые итоги изучения протерозойских кор выветривания Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 9. С. 100–109.

Костин В.А. Геодинамика и металлогения раннего докембрия восточной части Балтийского щита и роль в них фиксированных мантийных энергоимпульсов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. 124 с.

Костин В.А. Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока. Петрозаводск: КФАН СССР, 1989. 162 с.

Косыгин Ю.А., Магницкий В.А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования // Бюл. МОИП. 1948. Т. XXIII (3). С. 3–15.

Кохи Дж., Лэндс К. Нефть в бассейне Мичиган / Распространение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1961. 996 с.

Кочнева Н.Т., Лобзова Р.В., Галдобина Л.П. Особенности строения и рудопроявления Онежской шунгитоносной мульды / Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутренних платформенных транзитных зон. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. С. 131–133.

Кратц К.О., Шуркин К.А., Лобач-Жученко С.Б. и др. Региональная схема стратиграфии докембрийских образований: Проблема провинциальной стратиграфической шкалы докембрия Карело-Кольского региона / Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971. С. 120–129.

Кратц К.О. Геология и геохронология докембрия: избранные труды. Л.: Наука, 1989. 272 с.

Кратц К.О. Геология карелид Карелии / Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1963. Вып. 16. 205 с.

Кратц К.О., Лазарев Ю.И. Основные черты тектонических структур ятулия Карелии / Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: КарНЦ и КНЦ АН СССР, 1961. С. 43–57.

Куликов В.С., Аракелянц М.М., Куликова В.В. и др. Некоторые результаты изотопного датирования ЮВ окраины Балтийского щита / Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1985. С. 54–65.

Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В. и др. Роль глубинной дифференциации в формировании палепротерозойского плато коматиитовых базальтов Синегорья, юго-восточная Фенноскандия // Петрология. 2005. Т. 13. С. 469–489.

Куликов В.С., Куликова В.В. К совершенствованию хроностратиграфической схемы архея и палеопротерозоя российской части Фенноскандинавского щита // Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы. Киев: УкрГГРИ, 2010. С. 119–122.

Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Ветреный Пояс: тектоно- и петротип палеопротерозоя ЮВ Фенноскандии / Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 156–169.

Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Крупные магматические провинции палеопротерозоя Фенноскандии и их значение для корреляции геологических событий в истории Земли / Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения СЗ России. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2007. С. 223–226.

Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Находка коматиитов саамия (раннего архея) на Балтийском щите // ДАН СССР. 1989. Т. 308, № 6. С. 1441–1445.

Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Новый «ветренитовый» тип высокомагнезиальных магм / Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Т. 1. Екатеринбург. 2010. С. 348–349.

Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Палеопротерозойские ультрамафит-мафитовые дайки и силлы Карельского кратона: новые данные и представления / Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Ч. 1. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 303–305.

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., Симон А.К., Куликова В.В. и др. Эволюция магматизма Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области в архее / Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 92–100.

Куликов В.С., Слюсарев В.Д., Кочнев-Первухов В.И. и др. Суйсарский базит-ультрабазитовый комплекс Онежского синклинория / Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии Л.: Наука, 1976. С. 98–109.

Куликова В.В. Биомаркеры – акритархи в шунгитах Онежской структуры как свидетели сложного формирования заонежской свиты палеопротерозоя. Современное состояние наук о Земле / Мат. межд. конф. 2011 г. М.: МГУ, 2011. С. 1041–1047.

Куликова В.В. Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. 255 с.

Куликова В.В., Журавлев Д.З., Пухтель И.С. и др. Волоцкая толща – парастратотип раннего архея (саамия) в Карельском геоблоке / Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Уфа, 1990. С. 63–65.

Куликова В.В., Куликов В.С. Геологическое строение докембрийского фундамента территории заповедника «Кивач» // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 103–119.

Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В. и др. История Земли в галактических и солнечных циклах. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 250 с.

Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В. Реликты раннедокембрийской океанической коры на востоке Фенноскандинавского щита / Геология морей и океанов. М., 2007. Т. IV. 308 с.

Куликова В.В., Куликов В.С., Гуманов В.А. и др. К геологии центральной части Водлозерского блока / Геология и петрология. Петрозаводск, 1989. С. 7–11.

Куликова В.В., Куликов В.С., Зудин А.И. и др. Метаморфизм «зоны сочленения» восточной части Водлозерского блока и Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса / Геология и метаморфизм архейских зеленокаменных поясов. Петрозаводск, 1988. С. 67–73.

Куликова В.В., Куликов В.С., Соколов С.Я. Новые данные о геологическом строении ЮЗ побережья Онежского озера / Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Ч 1. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 305–308.

Куликова В.В., Рычанчик Д.В., Рукосуева О.Л., Харин В.Н. К расчленению даек основного состава коматиитовой и толеитовой серий / Высокомагнез. магматизм раннего докембрия. Петрозаводск, 1989. С. 83–94.

Купряков С.В., Михайлов В.П. Зажогинское месторождение шунгитовых пород / Новое в геологии северо-запада РСФСР. М., 1988. С. 79–86.

Лавров Б.С. Отчет о результатах работ по составлению опорных стратиграфических разрезов нижнепротерозойских образований в пределах Онежской структуры. ТФГИ по РК. Петрозаводск, 1999.

Лавров М.М., Ганин В.А. Бураковский массив и граниты / Геология и стратиграфия докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1988. С. 10–13.

Лавров М.М., Гарбар Д.И., Богачев А.И. и др. Бураковский перидотит-габброноритовый массив / Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л.: Наука, 1976. С. 79–89.

Лавров М.М., Голубев А.И., Трофимов Н.Н. Геохимия и рудоносность Бураковской расслоенной интрузии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 75–91.

Лавров М.М., Голубев А.И., Трофимов Н.Н. Геохимия и минерагения Бураковского расслоенного интрузива // Отечественная геология. М. № 1. 2006. С. 3–12.

Лавров М.М., Трофимов Н.Н. Стратиформное хромитовое оруденение в расслоенной интрузии докембрия Карелии // ДАН СССР. 1986. № 2. С. 449–452.

Лавров М.М., Трофимов Н.Н., Голубев А.И. и др. Геология и петрология Бураковского расслоенного интрузива // Отечественная геология. № 2. М., 2004. С. 23–30.

Лазарев В.С., Лобачев А.В. К истории формирования локальных поднятий платформенных областей // Геотектоника. 1970. № 1. С. 41–45.

Лазарев Ю.И., Левченков О.А., Николаев А.А. / Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Уфа, 1990. С. 65–66.

Лазарев Ю.И., Николаев А.А. Новые данные о геологии и составе образований вепсия Западного Прионежья // Опер.-информ. мат. Петрозаводск: КФАН СССР, 1989. С. 34–37.

Лазарев Ю.И., Соколов В.А. Протерозой // Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973. Вып. 16. 204 с.

Лазаренков В.Г., Балмасова У.А., Глазов А.И. и др. Распределение элементов платиновой группы в хромититах Бураковско-Аганозерского расслоенного массива (Прионежье) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1991. № 9. С. 57–65.

Ларионова Ю.О. Изотопная геохимия и геохронология золоторудной минерализации в архейских и палеопротерозойских комплексах Карелии: Автореф. дис. …. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2008. 29 с.

Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15, № 6. С. 590–612.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов Восточной Сибири. Избр. тр. М.–Л.: АН СССР, 1949 (1932). Т. 1. С. 228–253.

Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области / Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 63–72.

Левченков О.А., Николаев А.А., Богомолов Е.С. и др. Уран-свинцовый возраст кислых магматитов сумия Северной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1994. Т. 2, № 1. С. 3–9.

Леманов В.В., Балашова Е.В., Шерман А.Б. Акустические свойства шунгитов // ФТТ. 1994. Т. 35, № 11. С. 3082–3086.

Леонов М.Г. Онежская мульда и Мичиганский бассейн: сравнительная геодинамика и образование внутриплитных отрицательных морфоструктур // Геотектоника. 2004. № 3. С. 31–54.

Леонов М.Г. Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.

Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 464 с.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические ансамбли и некоторые особенности постархейской геодинамики Карельского массива (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 5. С. 19–44.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С. и др. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива. М.: ГЕОС, 2001. 120 с.

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. 1999. Т. 74. Вып. 2. С. 3–14.

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. Структуры тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 3. С. 20–32.

Летников Ф.А., Балышев С.О., Лашкевич В.В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.

Лобач-Жученко С.Б., Глебовицкий В.А., Арестова Н.А. Мантийные источники вещества Водлозерского домена Фенноскандинавского щита // ДАН. 2009. Т. 429, № 2. С. 223–226.

Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А., Левченков О.А. и др. Водлозерский гнейсовый комплекс раннего архея и его структурно-метаморфическая эволюция / Изотопная геохронология докембрия. Л., 1989. С. 14–45.

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.

Лобиков А.Ф. О возрасте раннекарельских метавулканитов по данным свинцово-изохронного метода / Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев, 1982. С. 90–91.

Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.

Логинов В.Н., Дегтярев Н.К., Гриневич Н.Г. Отчет о результатах прогнозно-поисковых работ на металлы платиновой группы в пределах западной части Бураковского расслоенного интрузива и его обрамления (Авдеевская площадь, РК). Петрозаводск, 2007. ТФГИ.

Лопатин Н.В. Образование горючих ископаемых. М.: Недра, 1983. 192 с.

Лохов К.И., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. и др. Возраст и генезис раннедокембрийской графитовой минерализации Лапландского гранулитововго пояса (Кольский полуостров) // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. № 28. С. 89–100.

Лохов К.И., Бережная Н.Г., Матуков Д.И. Фанерозойские значения возраста в породах Балтийского щита по U-Pb методу по цирконам при помощи методики SHRIMP: контаминация проб или реальность? / Тез. докл. XVII симпозиума по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ РАН, 2004 б. С. 155–156.

Лохов К.И., Левский Л.К., Бегеманн Ф. Изотопы благородных газов в карельских шунгитах: следы протерозойской атмосферы? / Тез. докл. XIV симпозиума по геохимии изотопов. М: ГЕОХИ РАН, 1995. С. 144–145.

Лохов К.И., Прасолов Э.М., Капитонов И.Н. и др. Изотопная геология раннедокембрийских кальцифиров Охотского массива (СВ России) // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. № 35. С. 56–71.

Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н. и др. Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. № 38. С. 62–72.

Лукашов А.Д. Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.

Магницкая Т.Э., Макарихин В.В., Медведев П.В и др. Опорный разрез ятулийского надгоризонта и вопросы корреляции / Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. СПб., 1996. С. 44–45.

Макарихин В.В. Геологическая экскурсия по маршруту: г. Петрозаводск – дер. Райгуба – Петрозаводск / Путеводитель геологических экскурсий по Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1987 б. С. 58–65.

Макарихин В.В. Итоги палеонтологического исследования древнейших образований Карелии / Геология Карелии. Л.: Наука, 1987 а. С. 93–100.

Макарихин В.В. Фитолиты / Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1982. С. 182–187.

Макарихин В.В., Кононова Г.М. Сундозерско-Пялозерский биостратотипический район: критерии выделения / Опер.-информ. мат. КФАН СССР за 1977 г. Петрозаводск, 1978. С. 68–78.

Макарихин В.В., Кононова Г.М. Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1983. 180 с.

Макарихин В.В., Медведев П.В., Сацук Ю.И. Расчленение и корреляция ятулия стратотипической местности (нижний протерозой Карелии) / Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 72–83.

Макарьев А.А. Объяснительная записка к листу P-36-XXX по производству геологической съемки 1 : 500 000 дна Онежского озера. СПб., 2001.

Малашин М.В., Голубев А.И., Иваников В.В. и др. Геохимия и петрология мафических вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. 1. Ятулийский трапповый комплекс // Вестник СПб ун-та. Серия 7. Геология, география. 2003. Вып. 1. № 7. С. 3–32.

Масляев Г.А. Геологическая природа геофизических аномалий Балтийского щита // Отечественная геология. 1997. № 6. С. 41.

Материалы к стратиграфическому словарю КАССР. Петрозаводск: КФАН СССР. 1982. 136 с.

Медведев П.В. Ископаемая нефть, органическое вещество и фоссилии в отложениях нижнего протерозоя Онежского синклинория // Уч. зап. ПГУ. Петрозаводск, 2009. № 5. С. 54–60.

Медведев П.В. О природе тела диабазов онежского горизонта ятулия в Сундозерско-Пялозерском биостратотипическом районе / Геология и петрология. Петрозаводск: КФАН СССР, 1989. С. 21–23.

Медведев П.В. Сегозерский и онежский горизонты в типовых ятулийских разрезах Карелии / Вопросы геологии, петрологии и минералогии Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 4–18.

Медведев П.В., Мутыгуллин Р.Х. Новые данные по стратотипу мунозерской свиты (Заонежский п-ов) / Вопросы стратиграфии и магматизма докембрия Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1990. С. 19–23.

Медведев П.В., Рычанчик Д.В. Изотопный состав ятулийских и людиковийских карбонатов Онежской структуры Карелии / Вопросы геологии, петрологии и минералогии Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 26–32.

Мележик В.А., Фаллик А.Е., Медведев П.В. и др. Карбонатные породы Карелии: геохимия и С-О-изотопия в стратотипе ятулия, перспективы на магнезит / Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. СПб., 1996. 46 с.

Мелинаускене Л.В. Характер верхней границы ятулийского надгоризонта в Онежской структуре / Вопросы геологии, петрологии и минералогии Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 18–26.

Металлогения Карелии / Ред. С.И. Рыбаков и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 340 с.

Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149–163.

Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 191 с.

Милашевский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.

Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 144 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия / Кн. 1. Горючие полезные ископаемые. Петрозаводск: Карелия, 2005. 280 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия / Кн. 1. Подземные воды и лечебные грязи. Петрозаводск: Карелия, 2006. 356 с.

Минц М.В. Архейская тектоника миниплит // Геотектоника. 1998. № 6. С. 3–22.

Миронов В.Д., Чечель Э.К. и др. Отчет Карельской гравиметрической партии за 1963 г. Л., Фонды СЗТГУ.

Михайлов В.П., Купряков С.В. Отчет о результатах детальной разведки юго-восточной (Максовской) залежи Зажогинского месторождения шунгитовых пород за 1982–1985 гг. Петрозаводск, 1985. Фонды СЗТГУ.

Михайлюк Е.М. Отчет по теме А-12-148 за 1984–1987 гг. Кн. 5. Сводная карта Онежской структуры м-ба: 1 : 200 000. Петрозаводск, 1988.

Михайлюк Е.М., Галдобина Л.П. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя западного Прионежья / Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск. Карельское кн. изд-во, 1966. С. 236–242.

Мишунина З.А., Корсакова А.Г. О геохимических основах прогноза глубоких залежей нефти по данным изучения керогена реликтов нефтеносных свит протерозоя южной Карелии // Тр. ВНИГРИ. 1978а. С. 172–204.

Мишунина З.А. Литогенез органического вещества и первичная миграция нефти в карбонатных формациях. Л.: Недра, 1978б. 152 с.

Мокринский В.В. Проблема шунгита и шунгитовых сланцев южной Карелии // Вестник Всесоюзн. геол. разв. объед. 1932. Т. VII, № 1–2. С. 84–86.

Молчанов И.В. Онежское озеро. Л.: Гидрометиздат, 1946.

Морозов А.Ф., Хахаев Б.Н., Петров О.В. и др. Толща каменных солей в разрезе палеопротерозоя Онежского прогиба Карелии (по данным ОПС) // ДАН. 2010. Т. 435, № 2. С. 230–233.

Морозов Ю.А. О роли транспрессии в формировании структуры Свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.

Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–24.

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.

Муди Дж., Хилл М. Дж. Сдвиговая тектоника / Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: ИЛ, 1960. С. 265–333.

Мусатов Ю.Е. Современная геодинамика Балтийского щита // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты / Мат. XXXI Тектонического совещ. Т. II. М.: ГЕОС, 1998. С. 53–56.

Назарова Т.Н. О взаимоотношении сариолийских конгломератов с подстилающими породами / Геология и геохимия докембрийских образований Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1986. С. 26–30.

Назарова Т.Н., Светова А.И. Специфика сумийского осадконакопления (Кумсинская структура) // Геология и полезные ископаемые Карелии. № 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 142–145.

Наркисова В.В., Крупеник В.А., Свешникова К.Ю. Петрогенезис базальтоидов людиковия Онежской структуры (по результатам бурения ОПС) / XI Всерос. петрографич. совещ. 2010. Т. 1. С. 87–88.

Негруца В.З. Докембрийская формация кварцевых конгломератов. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. 150 с.

Негруца В.З. К созданию хронособытийной модели эонотемы // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12, № 3. С. 371–385.

Негруца В.З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии // Сов. геол., № 7. 1963. С. 52–76.

Негруца В.З. Основные подразделения региональной стратиграфической шкалы докембрия восточной части Балтийского щита // ДАН СССР. Т. 244, № 1. 1979. С. 165–169.

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

Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Историко-геологический метод изучения докембрия. Л.: Недра, 1988. 196 с.

Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Литогенетические основы палеодинамических реконструкций нижнего докембрия. Восточная часть Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 2007. 281 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.

Николаев В.Г. Паннонский бассейн (строение осадочного чехла и развитие) // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 406. М.: Наука, 1986. 104 с.

Николаев Н.И. О новейшем этапе развития Фенноскандии, Кольского полуострова и Карелии / Бюл. МОИП. 1967. Т. 42. Вып. 1. С. 49–68.

Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 167 с.

Новикова А.С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975. 152 с.

Новикова А.С., Чахмахчев В.Г. К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций // Геотектоника. 1967. № 4. С. 22–31.

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 13 с.

Общие вопросы расчленения докембрия. Мат. совещ. Апатиты, 2000. 315 с.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Мележик В.А и др. Pb-Pb возраст ятулийских карбонатных пород: туломозерская свита юго-восточной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 4. С. 20–33.

Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченков О.А. и др. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2, № 3. С. 266–281.

Озерецковский Н.Л. Путешествие по озерам Ладожскому, Онежскому и вокруг Ильменя. СПб., 1812. 559 с.

Онежское озеро. Атлас / Ред. Н.Н. Филатов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. 151 с.

Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / Ред. М.М. Филиппов и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. 207 с.

Останин Г.Х., Исанина Э.В., Косяченко А.К. Отчет по геологическому заданию 2/1-9. Результаты работ по изучению глубинного строения Онежского прогиба и его обрамления методом МОВЗ. Л., 1985.

Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск, 1966. 283 с.

Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. 194 с.

Парфеньева Л.С., Волконская Т.И., Тихонов В.В. и др. Теплопроводность, теплоемкость и термоэдс шунгитового углерода // ФТТ. 1994. Т. 36, № 4. С. 1150–1153.

Перевозчикова В.А. Геология протерозоя Карелии / Мат. по геол. и пол. ископ. СЗ СССР. Л., 1957. Вып. 1. С. 35–51.

Петров Ю.В. Отчет по геологическому заданию 32-11 «Результаты поисков бурением промышленных месторождений урана в пределах Святухинско-Космозерской зоны складчато-разрывных дислокаций за 1983–85 гг. 1985. Фонды ГГП «Невскгеология».

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. третье. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Полеховский Ю.С., Голубев А.И. Людиковийский надгоризонт Онежского прогиба / Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1989. С. 106–117.

Полеховский Ю.С., Тарасова М.П., Нестеров А.Р. Благороднометалльная минерализация месторождений комплексных руд в докембрийских черных сланцах Заонежья Карелии / Благородные металлы и алмазы севера европейской части России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 85–87.

Полещук А.В. К вопросу о кинематике внедрения Кончезерского силла / Современные вопросы геологии: мат. молодежн. конф. М.: Научн. мир, 2003. С. 108–111.

Полещук А.В. О некоторых закономерностях в распределении карбонатных пород среди лидитов шунгит-доломит-лидитового комплекса в старом карьере п. Шуньга / Геология, геоэкология и полезные ископаемые СЗ России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 45–47.

Полещук А.В. Палеопротерозойские брекчиевидные породы (пепериты) Северо-Онежской мульды Балтийского щита / М.: Бюл. МОИП, 2007. Т. 82. Вып. 6. С. 27–46.

Полещук А.В., Ромашкин А.Е. О возможности влияния силлов габбро-долеритов на процесс формирования купольных залежей шунгитовых пород Онежской мульды / Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. Т. 2. С. 100–104.

Полещук А.В., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В. Вопросы терминологии и происхождения макротекстур участка Лебещина Онежской мульды / Геология и геоэкология Европейской России и сопредельных территорий. СПб., 2004. С. 137–139.

Полканов А.А. Геология хогландия – иотния Балтийского щита // Тр. лаборатории геологии докембрия. М.; Л.: АН СССР. 1956. Вып. 6. 122 с.

Полянский О.П., Ревердатто В.В. Конвекция флюида в коллекторах осадочного бассейна при термическом воздействии даек и силлов // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 27–41.

Прасолов Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра, 1990, 284 с.

Прасолов Э.М., Лохов К.И., Логвина Е.А. и др. Происхождение карбонатов в районах современной подводной разгрузки флюидов по данным изотопной геохимии // Региональная геология и металлогения. 2006. 28. С. 158–174.

Прасолов Э.М., Травникова Л.Г., Верховский А.Б. и др. Изотопный состав газов соленосных отложений. Инертные газы // Геохимия. 1987. № 2. С. 290–299.

Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Механизм образования некоторых древних кольцевых структур Балтийского щита / Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Новосибирск: СО АН СССР, 1984. С. 46–54.

Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии / Ред. В.А. Соколов. Петрозаводск: Карелия, 1972. 188 с.

Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1989. 159 с.

Путеводитель геологических экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1987. 92 с.

Пухтель И.С., Богатиков О.А., Куликов В.С. 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.

Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Ашихмина Н.А. Sm-Nd возраст суйсарской свиты Балтийского щита // ДАН СССР. 1992. Т. 326, № 4. С. 706–711.

Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликов В.С. и др. Петрография и Sm-Nd возраст дифференцированного потока коматиитовых базальтов Ветреного Пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 1991. № 5. С. 625–634.

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

Пэк А.А. Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 7. 1968. С. 3–15.

Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. С. 272.

Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений / Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2. С. 173–235.

Расцветаев Л.М. Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур / Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 136–139.

Ревенко Э.Ф. Карбонатные толщи докембрия Волго-Уральской области. Уфа: БашНИПИнефть, 1970. 16 с.

Резанов И.А., Файтельсон А.Ш., Краснопевцева Г.В. Природа границы Мохоровичича. М.: Недра, 1984. 219 с.

Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.

Решение III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия» // Стратигр. Геологич. Коррел. 2001. Т. 9, № 3. С. 101–106.

Рийконен О.А. Основной вопрос стратиграфии протерозоя центральной Карелии / Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: КолФАН и КФАН СССР, 1961. С. 84–89.

Робертс Дж. Внедрение магмы в хрупкие породы / Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972. С. 230–283.

Робонен В.И., Рыбаков С.И. Вулканизм в протерозое Карелии. Лопийский этап. Вулканические постройки протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1978. С. 15–18.

Рожков В.И. Горнозаводской промысел в Олонецком крае / Олонецкие губернские ведомости. 71. 1895.

Рожкова Н.Н., Андриевский Г.В. Фуллерены в шунгитовом углероде / Фуллерены и фуллереноподобные структуры. Минск, 2000. С. 63–69.

Рокитянский И.И., Васин Н.Д., Голод М.И. Аномалии электропроводности на юге Карелии / Геофиз. сб.: КФАНССР. 1979, № 89. С. 36–39.

Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В. Результаты реализации первых этапов проекта Far-Deep // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск, 2009. С. 125–129.

Ромашкин А.Е., Суханов А.В., Филиппов М.М. Пластичнодеформированные нижнепротерозойские высокоуглеродистые породы участка Лебещина / Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. С. 201–202.

Ронин А.Л., Лебедкин П.А., Мильштейн Е.Д. и др. Строение консолидированной земной коры древних платформ и молодых складчатых областей по результатам применения методики статистическо-динамического анализа (МСДА) данных глубинных исследований МОГТ / Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 168–171.

Рослов Ю.В., Саккулина Т.С., Телегин А.Н. и др. Комплексная обработка сейсмических записей преломленных волн с получением динамических разрезов // Разведка и охрана недр. 2001. № 10. С. 8–11.

Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 628 с.

Рыбаков С.И., Голубев А.И. Рудоносные ассоциации в углеродсодержащих комплексах докембрия Фенноскандинавского щита / Углеродсодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск, 2000. С. 204–212.

Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д. и др. Докембрийский рифтогенез и современная структура Фенноскандинавского щита // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 29–38.

Рябов Н.И. Отчет о геолого-разведочных работах на Шуньгском месторождении шунгита за 1932–33 гг. Петрозаводск: Фонды КарНЦ РАН, 1933. С. 22–25.

Рябов Н.И. Шунгиты Карелии / Тр. 2-й Карельск. геологоразвед. конф. Петрозаводск, 1933. С. 30–35.

Савицкий А.В. Радиоактивность шунгитовых пород и особенности их проявления в гамма-поле / Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 136–156.

Савицкий А.В., Титов В.К., Афанасьева Е.Н. и др. Новые данные о платинометалльном оруденении в черных сланцах Онежской впадины (Южная Карелия) // ДАН. 1994. Т. 336, № 6. С. 799–802.

Савицкий А.В., Титов В.К., Афанасьева Е.Н. и др. Платиноносность докембрийских черносланцевых толщ Карелии / Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М., 1994. С. 55–65.

Самойленко Ю.А., Новиков Ю.Н. Отчет о результатах предварительной разведки месторождения Средняя Падма с подсчетом запасов пентоксида ванадия и попутных компонентов по категориям C_1 и C_2. 1994. Фонды ГГП «Невскгеология».

Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры СЗ 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.

Сацук Ю.И., Макарихин В.В., Медведев П.В. Геология ятулия Онего-Сегозерского водораздела. Л.: Наука, 1988. 96 с.

Светов А.П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии // Тр. ИГ КФАН СССР. Л.: Наука, 1972. Вып. 11. 115 с.

Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.

Светов А.П., Голубев А.И. Вулканические аппараты в ятулии (среднем протерозое) Центральной Карелии / Проблемы осадочной геологии докембрия, М.: Недра, 1971. Вып. 3. С. 244–252.

Светов А.П., Голубев А.И. Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии // ДАН СССР. 1967. Т. 77, № 1. С. 164–167.

Светов А.П., Голубев А.И. Вулканогенная толща (район р. Кумсы) // Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1972. Вып. 16. С. 8–24.

Светов А.П., Голубев А.И. Медная минерализация в основных породах Медвежьегорской вулканической зоны ятулия (Центральная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1978. С. 19–31.

Светов А.П., Голубев А.И. Строение вулканогенной толщи нижнего протерозоя Прионежья (Карелия) // ДАН СССР, 1972. Т. 206, № 6. С. 1429–1432.

Светов А.П., Голубев А.И., Соколов В.А. Район оз. Пальеозеро / Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1972. С. 144–152.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 357 с.

Светов С.А., Кудряшов Н.М., Ронкин Ю.Л. и др. Мезоархейская островодужная ассоциация Центрально-Карельского террейна (Фенноскандинавский щит). Новые геохронологические данные // ДАН. 2006. Т. 406, № 3. С. 370–374.

Светов С.А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. 115 с.

Светов С.А. Ликвационная дифференциация в базальтовых системах (на примере суйсарских вариолитов Ялгубского кряжа) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 120–134.

Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.

Светов С.А. Новые данные по геохимии древнейших (3,05–2,95 млрд лет) андезитовых ассоциаций Восточной Фенноскандии // ДАН. 2003. Т. 388, № 5. С. 664–668.

Светов С.А. Особенности ликвационного процесса в образовании архейских вариолитов Койкарской зеленокаменной структуры (Центральная Карелия) / Вопросы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 53–60.

Светов С.А., Голубев А.И., Светова А.И. Геохимия сумийских андезибазальтов центральной Карелии // Геохимия. 2004. № 7. С. 729–739.

Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н. и др. Неоархейские пулл-апарт бассейны Центрально-Карельского террейна: породные последовательности и литогеохимическая характеристика // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 5–16.

Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии – новые геохронологические данные и интерпретация результатов // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. С. 5–12.

Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н. Неоархейская дайковая ассоциация Хаутаваарской структуры как отражение заключительного этапа эволюции Центрально-Карельского террейна // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 82–90.

Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н. Принадлежат ли сумийские высокомагнезиальные андезибазальты к байяитовой серии? // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 112–127.

Светов С.А., Хухма Х. Геохимия и Sm-Nd-систематика архейских коматиит-толеитовых ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Центральная Карелия) // ДАН. 1999. Т. 369, № 2. С. 261–263.

Светов С.А., Хухма Х., Светова А.И. и др. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита // ДАН. 2004. Т. 397, № 6. С. 810–814.

Светова А.И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1988. 148 с.

Светова А.И. Койкарская вулканическая постройка / Вулканические постройки Карелии. Л.: Наука, 1978. С. 75–82.

Светова А.И., Мельянцев Н.В. Строение сумийского комплекса и его соотношение с лопийскими и сариолийскими образованиями Койкарской структуры / Результаты полевых исследований 1984 г. Опер.-информ. мат. Петрозаводск: КФАН СССР, 1985. С. 36–40.

Семенов В.С., Коптев-Дворников Е.В., Берковский А.Н. и др. Расслоенный троктолит-габброноритовый интрузив Ципринга, Северная Карелия: геологическое строение, петрология // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 645–668.

Семихатов М.А. Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: анализ // Стратигр. Геол. Коррел. 1993. Т. 1, № 1. С. 6–20.

Семихатов М.А., Раабен М.Е., Сергеев В.Н. и др. Биотические события и положительная изотопная аномалия карбонатного углерода 2,3–2,06 млрд лет назад // Стратигр. Геол. Коррел. 1999. Т. 7, № 5. С. 3–27.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–16.

Сергеев С.А., Бережная Н.Г. Изотопно-минералогические исследования цирконов из гранитогнейсового комплекса пород района среднего течения р. Водла (юго-восточная Карелия) / Совр. данные изотопной геохимии и космохимии. Л., 1985. С. 118–124.

Сергеев С.А., Бибикова Е.В., Левченков О.А. и др. Изотопная геохронология Водлозерского гнейсового комплекса // Геохимия. 1990, № 1. С. 73–83.

Сергеев С.А., Бибикова Е.В., Матуков Д.И. и др. Возраст пород и метаморфических процессов Водлозерского комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U-Th-Pb изотопными методами на ионном микрозонде SHRIMP-II) // Геохимия. 2007. № 2. С. 229–236.

Сергеев С.А., Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б. и др. 3,5 млрд лет – древнейший возраст, установленный для докембрия Балтийского щита // ДАН СССР. 1989. Т. 308, № 4. С. 942–945.

Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах // Сов. геология. 1971. № 5. С. 3–20.

Симанович И.М. Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцито-песчаников // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 153. М.: Наука, 1966. 143 с.

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

Смолькин В.Ф., Шарков Е.В. Древний циркон (3,8 млрд лет) в раннепротерозойских вулканитах Восточной Карелии как свидетельство существования раннеархейской коры // Межд. конф. «Геология: история, теория, практика». М., 2009. С. 232–234.

Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 231 с.

Созинов Н.А., Чистякова Н.Н., Казанцев В.А. Металлоносные черные сланцы Курской магнитной аномалии. М.: Наука, 1988. 141 с.

Соколов В.А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.; Л.: Наука, 1963. 196 с.

Соколов В.А. История геологического развития среднего протерозоя Карелии // Геотектоника. 1972. № 5. С. 61–72.

Соколов В.А. К геологии и палеогеографии ятулия Карелии / Геология докембрия. МГК, 21-я сессия. М., 1984. С. 61–76.

Соколов В.А. К геологии протерозойских (верхнекарельских) карбонатных пород южной части КАССР / Тр. КФАН СССР. 1958. Вып. 11. С. 7–125.

Соколов В.А. Корреляция ятулийских отложений разного типа в Карелии // Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1972. Вып. 16. С. 128–132.

Соколов В.А. Красногорская свита: Мат. к страт. словарю по докембрию КАССР. Петрозаводск, 1982. 50 с.

Соколов В.А. Типы разрезов ятулийских отложений // Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1972. Вып. 16. С. 124–128.

Соколов В.А. Ятулийский надгоризонт / Геология Карелии. Л., 1987. С. 51–59.

Соколов В.А., Галдобина Л.П. Людиковий – новое стратиграфическое подразделение нижнего протерозоя Карелии // ДАН СССР. 1982. Т. 267, № 1. С. 187–190.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В. и др. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970. 366 с.

Соколов В.А., Светов А.П. Новые данные о верхнеятулийской фазе вулканизма в Прионежье (Карелия) // ДАН СССР, 1973. Т. 208, № 1. С. 181–183.

Соколов В.А., Хейсканен К.И. Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии / Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1966. Вып. 1. С. 176–185.

Соколов В.А., Хейсканен К.И. О базальных отложениях ятулия / Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1972. Вып. 16. С. 119–124.

Соколов С.Я. Каротажные исследования при разведке Зажогинского месторождения шунгитовых пород / Проблемы изучения докембрийских образований геофизическими методами. Петрозаводск: КФАН СССР, 1990. С. 90–99.

Соловьева А.Б., Рожкова Н.Н., Глаголев Н.Н. и др. Органическое вещество шунгитовых пород / Углеродосодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск, 1998. С. 103–104.

Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: МГУ, 1991. 446 с.

Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 367 с.

Стратиграфический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.

Стратиграфический кодекс. Изд. 2-е. СПб., 1992. 120 с.

Стратиграфический словарь СССР. Нижний докембрий. Л.: Наука, 1989. 397 с.

Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 190 с.

Стратиграфия докембрия КАССР (архей, нижний протерозой). Петрозаводск, 1984. 115 с.

Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Европейская часть СССР. Кн. 1. М., 1989. 262 с.

Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным / Ред. Л.П. Свириденко. Л.: Наука, 1983. 180 с.

Строение и динамика литосферы Восточной Европы, результаты исследований по программе EUROPROBE / Ред. А.Ф. Морозов и др. М.: ГЕОКАРТ ГЕОС, 2006. 735 с.

Строение литосферы Балтийского щита / Ред. Н.В. Шаров. М.: Нац. геоф. ком. РАН, 1993. 166 с.

Строение литосферы российской части Баренц-региона / Ред. Н.В. Шаров и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.

Ступак В.М. Дифференциальная сейсморазведка как инструмент детального изучения геологического разреза / Нетрадиционные методы поисков месторождений полезных ископаемых: Сб. научн. тр. СЗ ДПР. СПб., 2000. С. 164–176.

Ступак В.М. Сейсмические эффекты кимберлитовых трубок и их практическое использование / Проблемы золотоносности и алмазоносности севера европейской части России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 124–130.

Судовиков Н.Г. Геологический очерк полуострова Заонежья / Северная экскурсия XVII сессии межд. геол. конгр. 1937. С. 46–59.

Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Павленкова Н.И. Комбинированные сейсмические исследования методами ОГТ и ГСЗ Восточно-Европейского кратона (профиль 1-ЕВ) / Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 229–232.

Сыстра Ю.Й. Тектоника карельского региона. СПб.: Наука, 1991. 176 с.

Тевелев А.В. Эволюция структурных парагенезов при формировании магматических комплексов / Структурные парагенезы и их ансамбли: мат. совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 175–177.

Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. 210 с.

Тимофеев Б.В. Микрофитофоссилии раннего докембрия. Л.: Наука, 1982. 128 с.

Тимофеев Б.В. Сфероморфиды протерозоя. Л.: Наука, 1969. 146 с.

Тимофеев В.М. Геологическая карта Карелии. 1935. 44 с.

Тимофеев В.М. К генезису Прионежского шунгита // Тр. Ленингр. общ-ва естествоисп. 1924. Т. 39. Вып. 4. С. 99–122.

Тимофеев В.М. Петрография Карелии. М.; Л.: АН СССР, 1935. 256 с.

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: КарНЦ РАН, 1995. С. 97–98.

Трофимов Н.Н., Барков А.Ю., Леднев А.И. и др. Первые данные о минералах платиновых маталлов в Бураковском расслоенном массиве (Карелия) // ДАН СССР. 1990. Т. 315, № 3. С. 703–706.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Благороднометалльное оруденение в титаномагнетитовых месторождениях протерозоя Карелии / Проблемы золотоносности и алмазоносности севера Европейской части России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 51–56.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Генезис комплексного благороднометалльного и титаномагнетитового оруденения в дифференцированных габбродолеритовых интрузиях Карелии / Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб., 1998. С. 282–291.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Геодинамические условия образования благороднометалльно-титаномагнетитовых месторождений Онежской рифтогенной структуры, Карелия // Руды и металлы. № 5. 1999. С. 23–35.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Геодинамические условия образования и металлогения Онежской впадины // Руды и металлы. 2000. № 5. С. 10–25.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Геологическая экскурсия по разрезу Койкарско-Святнаволокской габбродолеритовой интрузии со стратиформным титаномагнетитовым и благороднометалльным оруденением. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 14–26.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Новый подход к истории развития структур раннего протерозоя Карельского геоблока и их металлогении / Минерагения докембрия. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 260–264.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Особенности формирования и перспективы никеленосности Онежской интракратонной впадины // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. С. 88–106.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Оценка перспектив новых источников элементов платиновой группы в Республике Карелия. Отчет. 2002. ТФГИ РК.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Пудожгорское благороднометалльное титаномагнетитовое месторождение. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 123 с.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Пудожгорское благороднометалльное титаномагнетитовое месторождение (Карелия) // Тр. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты: КНЦ РАН, 2009. С. 196–198.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Лавров М.М. и др. Перспективные типы платинометалльного оруденения в расслоенных интрузиях Карелии / Платина России. М.: Геоинформмарк, 2004. Т. V. С. 205–225.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Ткачев А.В. и др. Новые данные о возрасте и благороднометалльном оруденении Бураковской расслоенной интрузии (Карелия) / Минерагения докембрия. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 265–269.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Филиппов Н.Б. Платиноидо- и золотосодержащие ванадий-титаномагнетитовые месторождения в дифференцированных габбродолеритовых интрузиях Карелии / Платина России. СПб. Т. III. Кн. 2. 1999. С. 200–211.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Филиппов Н.Б. и др. Результаты технологических исследований золото-платиноидных титаномагнетитовых руд Пудожгорского месторождения Карелии // Руды и металлы. 2002. № 1. С. 47–55.

Трофимов Н.Н., Логинов В.Н. Эвапориты или флюидизатно-эксплозивные образования Восточного Прионежья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 75–82.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М., 1980. 130 с.

Турченко С.И., Семенов В.С., Амелин Ю.В. и др. Рифтогенная природа раннепротерозойского Северо-Карельского пояса и его металлогеническая специализация / Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. С. 92–99.

Тяганова В.И., Зверев А.А. Формы распределения углерода и их влияние на электрическую проводимость шунгитовых пород / Углеродсодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск, 1998. С. 106–108.

Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974. 326 с.

Устинов В.Н., Загайный А.К., Ушков В.В. и др. Раннепротерозойские алмазоносные кимберлиты Карелии и особенности их формирования // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 9. С. 963–977.

Ушков В.В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 94–98.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Недра, 1974. С. 129–150.

Федосеев Г.С. Роль литомиктитовых брекчий и конвергентных макроструктур при картировании изотропных силлов и лавовых палеопотоков / Петрография на рубеже XXI века. Сыктывкар, 2000. Т. I. С. 295–298.

Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1974. 110 с.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Л., 1976. 527 с.

Филиппов М.М. Геохимические признаки генезиса шунгитового вещества и его эволюции / Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 57–78.

Филиппов М.М. Нигозерские сланцы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 469 с.

Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. 280 с.

Филиппов М.М., Бискэ Н.С., Медведев П.В. и др. Контактовый метаморфизм на Максовском месторождении шунгитоносных пород // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. С. 107–116.

Филиппов М.М., Бискэ Н.С., Первунина А.В. и др. Сопоставление известных и новых данных о геологическом строении Максовского месторождения шунгитоносных пород // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 130–142.

Филиппов М.М., Голубев А.И. Изотопный состав углерода шунгитоносных пород Карелии / Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 51–71.

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.

Филиппов М.М., Ромашкин А.Е. Диапировая модель формирования месторождений шунгитов (10 лет исследований) / Северная Европа в XXI веке: природа, культура, экономика: материалы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. Т. 1. С. 312–314.

Филиппов Н.Б., Голубев А.И., Иваников В.В. и др. Платинометалльное оруденение в истории геологического развития восточной части Балтийского щита // Вестник СПб ун-та. Сер. 7. Геол., география. 1999. Вып. 1, № 7. С. 3–5.

Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И. и др. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволокскому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 49–68.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.

Фуз Р. Вертикальные тектонические движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних Скалистых Гор / Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 434–445.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.

Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. М.: Недра, 1988. 382 с.

Харитонов Л.Я. Новые данные по стратиграфии и тектонике Карельской формации Онего-Сегозерского водораздела // Тр. Лен. геол. треста. 1938. Вып. 17. 52 с.

Харитонов Л.Я. Стратиграфия и тектоника карельской формации докембрия // Тр. Лен. геол. управл., 1941. Вып. 23. 48 с.

Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 360 с.

Харитонов Л.Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма Карелии // Сов. геол. 1963. № 4. С. 24–53.

Хейсканен К.И. Карельская геосинклиналь. Л.: Наука, 1980. 166 с.

Хейсканен К.И. Палеогеография Балтийского щита в карельское время. Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1990. 123 с.

Хейсканен К.И. Раннепротерозойские седиментационные бассейны Балтийского щита (корреляция разрезов, реконструкции, эволюция): Автореф. дис. … д. геол.-мин. наук. СПб.: КарНЦ РАН, 1996. 64 с.

Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Орогенный вулканизм Карелии. Л.: Наука, 1977. 216 с.

Хейсканен К.И., Рычанчик Д.В. Путеводитель геологических экскурсий по Карелии. Петрозаводск, 1998. 20 с.

Хейсканен К.И., Рычанчик Д.В. Ятулийские нижнепротерозойские карбонаты Балтийского щита с аномально тяжелым углеродом: стратиграфическая позиция и палеогеографическое распространение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7, № 6. С. 14–19.

Хиллс Э.Ш. Элементы структурной геологии. М.: Недра, 1967. 474 с.

Чайкин В.Г. Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы / Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. Т. 2. С. 268–269.

Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Бережная Н.Г. и др. Новый возраст тоналит-трондьемитовой ассоциации на Балтийском щите // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2009 б. Т. 17 (2). С. 124–128.

Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Лобач-Жученко С.Б. и др. Возраст даек в древних тоналитах Водлозерского террейна – ключ к эволюции базитового магматизма в архее Фенноскандинавского щита // ДАН. 2009 а. Т. 428, № 4. С. 508–510.

Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Левский Л.К. Архейские граниты Карелии как показатель состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. №8. С. 805–816.

Чирич Б. Геологические аспекты современных вертикальных движений земной коры в Югославии / Проблемы современных движений земной коры. Таллин: ВАЛГУС, 1975. С. 122–131.

Чистяков А.В., Богатиков О.А., Гроховская Т.Л. и др. Бураковский расслоенный плутон (Южная Карелия) как результат пространственного совмещения двух интрузивных тел. Петрологические и изотопно-геохимические данные // ДАН. 2000. Т. 372, № 2. С. 228–235.

Шарков Е.В. Континентальный рифтовый магматизм нижнего протерозоя Карело-Кольского региона // Геотектоника. 1984. № 2. С. 37–50.

Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 368 с.

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., Богатиков О.А., Пчелинцева Н.Ф. и др. Перспективы платиноносности раннепротерозойского Бураковского расслоенного интрузива в Южной Карелии / Платина России. М., 1995. Т. 2. С. 10–19.

Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистиков А.В. и др. Палеопротерозойский магматизм эры переходного геодинамического режима / Ред. О.А. Богатиков и др. Типы магм и их источники в истории Земли. М.: ИГЕМ РАН, 2006. С. 91–118.

Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. С. 503–522.

Шаров Н.В. Куликов В.С. Куликова В.В. и др. Сейсмогеологическая характеристика земной коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита (Россия) // Геофизич. журн. 2008. Т. 32, № 3. С. 3–17.

Шаров Н.В., Клабуков Б.Н., Рычанчик Д.В. Геолого-геофизическая модель строения земной коры Онежской структуры // Геофизич. журн. 2008. Т. 30, № 3. С. 132–139.

Шаров Н.В., Клабуков Б.Н., Соколов С.Я. и др. Геолого-геофизическая модель строения земной коры по профилю Ладожское озеро – Онежское озеро – Белое море // Уральский геофизич. вестн. 2007. № 2–3. С. 126–136.

Шатский Г.В. Изотопная характеристика сульфидной серы шунгитов Карелии // Вопросы региональной геологии СССР. М., 1987. С. 14–15.

Шатский Г.В. Изотопный состав сульфидной серы Зажогинского месторождения шунгитов (Южная Карелия) // Литол. полезн. ископ. М.: Наука, 1990. № 1. С. 20–28.

Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.; Л.: Госгеолиздат, 1948. 387 с.

Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 888 с.

Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченков О.А. Графические методы ядерной геохронологии. М.: Недра, 1974. 206 с.

Шунгитовые породы Карелии / Ред. В.А. Соколов и др. Петрозаводск: КФАН СССР, 1982. 182 с.

Шунгиты – новое углеродистое сырье / Ред. В.А. Соколов и др. Петрозаводск: КФАН СССР, 1984. 184 с.

Шуркин К.А. Органические остатки ятулия Карелии / Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Кн. 1. Л.: Недра, 1989. С. 139–145.

Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А. и др. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб.: Недра, 1993. 244 с.

Экономическая оценка освоений минеральных ресурсов Карелии. Петрозаводск, 2001.

Элдер Дж. Количественное лабораторное изучение динамических моделей динамических интрузий / Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972. С. 213–230.

Эскола П. Докембрий Финляндии / Докембрий Скандинавии / Ред. К. Ранкама. М.: Мир, 1967. С. 154–261.

Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 175 с.

Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.

Юдович Я.Э., Макарихин В.В., Медведев П.В. и др. Изотопные аномалии углерода в карбонатах Карельского комплекса // Геохимия. 1990. № 7. С. 972–978.

Юшкин Н.П. Глобулярная надмолекулярная структура шунгита: данные растровой туннельной микроскопии // ДАН. 1994. Т. 337. № 6. С. 800–803.

Яковлева В.В. О находках проблематичных отпечатков водорослей в сланцах среднего протерозоя Карелии / Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск, 1966. С. 19–25.

Яковлева В.В., Гилярова М.А. Средний протерозой. Участок Северо-Западного Прионежья / Геология СССР. М.: КАССР, 1960. Т. 37. С. 138–152.

Alvarez Ph., Maurin J.-C. Evolution du bassin Proterozoique superieur du Comba // Precam. Res. 1991. V. 50. № 1/2. P. 139–152.

*Amelin Yu.*V., *Heaman L.M., Semenov V.S.* U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern. Baltic. Shield: implications for the timing and duration of Palaeoproterozoic continental rifting // Precam. Res. 1995. 75: P. 31–46.

Anderson E.M. The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain: Edinburgh. Oliver and Boyd. 1942. 191 p.

Andrews A.J., Masliwec A., Morris W.A. The silver deposits at Cobalt and Gowganda, Ontario. II: An experiment in age determinations employing radiometric and paleomagnetic measurements // Can. J. Earth Sci. 23. 1986. P. 1507–1518.

Baker A.J., Fallick A.E. Evidence from Lewisian limestones for isotopically heavy carbon in two-thousand-million-year-old sea water // Nature. 1989 a. V. 337. P. 352–354.

Baker A.J., Fallick A.E. Heavy carbon in two-billion-year-old marbles from Lofoten-Vesteralen, Norway: Implications for the Precambrian carbon cycle // Geochim. Cosmochim. Acta 1989 b. 53. P. 1111–1115.

Barley M.E., Pickard A.L., Sylvester P.J. Emplacement of a large igneous province as a possible cause of banded iron formation 2.45 billion years ago // Nature. 1997. V. 385. P. 55–58.

Bekker A., Holland H.D., Wang P.L. et al. Dating the rise of atmospheric oxygen // Nature. 2004. V. 427. P. 117–120.

Bekker A., Karhu J.A., Eriksson K.A. et al. Chemostratigraphy of Paleoproterozoic carbonate successions of the Wyoming Craton: tectonic forcing of biogeochemical change? // Precam. Res. 2003. V. 120. P. 279–325.

Bekker A., Kaufman A.J. Oxidative forcing of global climate change: a biogeochemical record across the oldest Paleoproterozoic ice age in North America // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 258. P. 486–499.

Bekker A., Kaufman A.J., Karhu J.A. et al. Evidence for Paleoproterozoic cap carbonates in North America // Precam. Res. 2005. V. 137. P. 167–206.

Bekker A., Kaufman A.J., Karhu J.A. et al. Chemostratigraphy of the Paleoproterozoic Duitschland Formation, South Africa: implications for coupled climate change and carbon cycling // Am. J. Sci. 2001. V. 301. P. 261–285.

Bibikova E.V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V. 79. P. 129–145.

Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // Earth Planet. Sc. lett. 1997. V. 148. P. 243–258.

Bleeker W., Hamilton M., Ernst R., et al. The search for Archean – Proterozoic supercratons: new constraints on Superior – Karelia – Kola correlations within supercraton Superia, including first ca. 2504 Ma (Mistassini) ages from Karelia // Abstr. IGC33. Oslo. 2008. № 1353244.

Bonhomme M.G., Gauthier-Lafaye F., Weber F. An example of lower proterozoic sediments: The Francevillian in Gabon // Precam. Res. 1982. V. 18. P. 87–102.

Bourdon E., Eissen J.P., Gutscher M.A. et al. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America) // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 205. P. 123–138.

Buick I.S., Uken R., Gibson R.L., Wallmach T. High-$\delta^{13}C$ Paleoproterozoic carbonates from the Transvaal Supergroup, South Africa // Geology. 1998. V. 26. P. 875–878.

Busby-Spera C. J., White J.D.L. Variation in peperite textures associated with differing host sediment properties // Bull. Volcanol. 1987. V. 49. P. 765–776.

Buseck P.R., Tsipursky S.J., Hettich R. Fullerenes from the geological environment // Science. 1992. V. 257. P. 215–217.

Campbell C.S. Rapid granular flows / Ann. Rev. Fluid. Mech. 1990. № 22. P. 57–92.

Card K.D. Metamorphism of the Middle Precambrian (Aphebian) rocks of the eastern southern province, Metamorphism in the Canadian Shield // Geol. Surv. Can. Paper. 1978. 78–10. P. 269–282.

Chandler F.W. Diagenesis of sabkha-related, sulphate nodules in the Early Proterozoic Gordon Lake Formation, Ontario, Canada // Carbon. Evap. 1988. V. 3 (1). P. 75–94.

Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacif. Geol. 1974. V. 8. P. 173–174.

Claike M.W., Catling D.C., Zahnle K.J. Biogeochemical modelling of the rise in atmospheric oxygen // Geobiology. 2006. V. 4. P. 239–269.

Crowell J.C. Pre-Mesozoic ice ages: their bearing on understanding the climate system // Geol. Surv. Amer. Mem. 1999. V. 192. 106 p.

Dutton C.E. Geology of the Florence area, Wisconsin and Michigan // U. S. Geol. Survey. Prof. Paper. 1971. № 633. 54 p.

Ebbesen T.W., Hiura H., Henenquist J.W. et al. Origins of fullerenes in rocks // Science. 1995. V. 268. P. 1634–1635.

Eriksson P.G., Catuneanu O., Nelson D.R. et al. Events in the Precambrian history of the Earth; challenges in discriminating their global significance // Marine and Petroleum Geology. 2010.

Eskola P. Hufvaddragen av Onega-Kareliens geology // Teknikern. 1919. V. 29. P. 37–9.

Eskola P. Uber die geologic Ostkareliens // Geol. Rundschau. B. 35. 1948.

Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosm. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.

Eyles N., Young G.M. Geodynamic controls on glaciations in Earth history // Deynoux, J.M.G. et al. (Eds.), Earth's Glacial Record. Cambridge University Press. 1994. P. 1–28.

Gauthier-Lafaye F., Weber F., Ohmoto H. Natural fission reactors of Oklo // Economic Geol. 1989. V. 84. P. 2286–2295.

Gemmel J.B., Sharpe R. Detailed sulfur isotope investigation of the TAG hydrothermal mound and stockwork zone / Mid-Atlantic Ridge, Proc. ODP. Sci. Results. Herzig P. et al. (Eds.). 1998. № 26. 158 p.

Golubev A.I., Lavrov M.M., Loginov V.N. et al. The Onega ore district, Central and East Karelia / Field trip Guidebook. 12th Quadrennial IAGOD Symposium Moscow. 2006. P. 155–176.

Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A. et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochim. Cosm. Acta. 2000. V. 64. № 1. P. 133–147.

Guo Q., Strauss H., Kaufman A.J. et al. Reconstructing Earth's surface oxidation across the Archean-Proterozoic transition // Geology. 2009. V. 37. P. 399–402.

Guyon E., Roux S., Hansen A. et al. Non-local and non-linear problems in the mechanics of disordered systems: application to granular media and rigidity problems // Rep. Prog. Phys. 1990. V. 53. P. 373–419.

Hannah J.L., Bekker A., Stein H.J. et al. Primitive Os and 2316 Ma age for marine shale: implications for Paleoproterozoic glacial events and the rise of atmospheric oxygen // Earth Planet. Sci. Let. 2004. V. 225. P. 43–52.

Hanski E. History of stratigraphical research in northern Finland // Geological Survey of Finland. Special Paper. 2001. V. 33. P. 15–43.

Heaman L.M. Global mafic volcanism at 2.45 Ga: Remnants of an ancient large igneous province? // Geology. 1997. V. 25. P. 299–302.

Hetzel R., Passchier C.W., Ring U. et al. Bivergent extension in orogenic belts: The Menderes massif (southwestern Turkey) // Geology. 1995. V. 23. № 5. P. 455–458.

Hickey R.L., Frey F.A. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implication for their source // Geochim. Cosm. Acta. 1982. V. 46. P. 2099–2115.

Holland H.D. Early Proterozoic atmospheric change // Bengtson S. (Ed.). Early life on Earth. N. Y. Columbia University Press. 1994. P. 237–244.

Hudson J.D. Stable isotopes and limestone lithification // J. Geol. Soc. London. 1977. V. 133. P. 637–660.

Ionov D.A. Distribution and residence of lithophile trace element in minerals of garnet and spinel peridotites: an ICP–MS study // J. Conf. Abstr. 1996. № 1. 278 p.

Jacobsen S.B., Kaufman A.J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater // Chem. Geology. 1999. V. 161. P. 37–57.

James H.L., Dutton C.E., Pettijon F.J. et al. Geology and ore deposits of Iron River-Crystal Falls // U. S. Geol. Survey. Prof. Paper. 570. 1968. 134 p.

Jamtveit B., Svensen H., Podladchikov Y. et al. Hydrothermal vent complexes associated with sill intrusions in sedimentary basins / Physical Geology of High-Level Magmatic Systems. Eds. N. Petford, C. Breitkruz. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 234. 2004. P. 233–241.

Javaux E.J. and Marshall C.P. Deciphering the record of early life in Precambrian oceans using combined microscopy and microchemistry of organic-walled microfossils / Goldschmidt Conf. Abstr. 2007. 442 p.

Kah L.C., Lyons T.W., Frank T. Low marine sulphate and protracted oxygenation of the Proterozoic biosphere // Nature. 2004. V. 431. P. 834–838.

Kähkönen Y. Geochemistry and petrology of the metavolcanic rocks of the early Proterozoic Tampere Schist Belt, southern Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1989. V. 345. 104 p.

Kähkönen Y. Svecofennian supracrustal rocks // Lehtinen M. et al. (Eds.), Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield / Developments in Precambrian Geology. Amsterdam. 2005. V. 14. P. 343–405.

Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D. et al. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 144. P. 38–56.

Karhu J.A. Paleoproterozoic carbon isotope excursion. // Lehtinen M. et al. (Eds.), Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Amsterdam: 2005. P. 669–680.

Karhu J.A. Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield // Geol. Surv. Finland Bull. 1993. V. 371. P. 1–87.

Karhu J.A., Holland H.D. Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen // Geology. 1996. V. 24 (10). P. 867–870.

Karhu J.A., Melezhik V.A. Carbon isotope systematic of early Proterozoic sedimentary carbonates in the Kola Peninsula, Russia: correlations with Jatulian formations in Karelia // Balagansky V.V. et al. (Eds.), Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelia Region and Finland. Apatity. 1992. P. 48–53.

Kay R.W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1978. V. 4. P. 117–132.

Keller J., Hoefs J. Stable isotopic characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai / Bell K. et al. (Eds). Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and petrogenesis of carbonatites. Springler. Berlin. 1995. P. 113–123.

Kerrich R., Wyman D., Hollings P. et al. Variability of Nb/U and Th/La in 3.0 to 2.7 Ga Superior Province ocean plateau basalts: implications for the timing of continental growth and lithosphere recycling // Earth and Plan. Sci. Letters. 1999. V. 168. P. 101–115.

Krogh T.E., Davis D.W., Corfu F. Precise U-Pb zircon and badelleyite ages for the Sudbury area / Pye E.G. et al. (Eds.). The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure. Ontario Geol. Surv. Spec. 1. 1984. P. 431–446.

Krogh T.E., Kamo S.L., Bohor B.F. Shock metamorphosed zircons with correlated U-Pb discordance and melt rocks with concordant protolith ages indicate an impact origin for the Sudbury structure / Geophys. Monograph 95. Am. Geophys. Union. 1996. P. 343–353.

Krymsky R.S., Macambira M.J.B., Lafon J.M. et al. Uranium-lead method at the Para-Iso isotope geology laboratory. UFPA. Brasil. 2009.

Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V. The Vetreny Poyas (Windy Belt): A essential component of the ca. 2.5–2.4 Ga Sumian large igneons province // Precam. Res. 2010. V. 183. P. 589–601.

Kusky T.M., Polat A. Growth of granite-greenstone terranes at convergent margins and stabilization of Archaean cratons // Tectonophysics. 1999. V. 305. P. 43–73.

Kuznetsov A.B., Melezhik V.A., Gorokhov I.M. et al. Sr isotopic composition of Paleoproterozoic ^{13}C-rich carbonate rocks: The Tulomozero Formation, SE Fennoscandian Shield // Precam. Res. 2010. V. 182, № 4. P. 300–312.

Laajoki K. Karelian supracrustal rocks / Lehtinen M. et al. (Eds.). Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Amsterdam. Developments in Precambrian Geology. 2005. V. 14. P. 279–342.

Lehtonen M.I., Manninen T., Rastas P. et al. On the early Proterozoic metavolcanic rocks in Finnish Central Lapland // Correlation of Precambrian Formations of the Kola-Karelian Region and Finland. Apatity. 1992. P. 65–85.

Lemanov V.V., Balashova E.V., Sherman A.B. et al. Are there Fullerenes in Precambrian rock shungite? // Mol. Mat. 1994. V. 4. P. 205–208.

Lindsay J.F., Brasier M.D. Did global tectonics drive early biosphere evolution? Carbon isotope record from 2,6 to 1,9 Ga carbonates of Western Australian basins // Precam. Res. 2002. V. 114. P. 1–34.

Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Arestova N.A. et al. Genesis of the earliest (3.20–2.83 Ga) terranes of the Fennoscandian shield // Russian J. Earth Sc. 2003. V. 5, № 2. P. 75–91.

Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulayeyv V.P., Sergeev S.A. et al. Archaean rocks from southeastern Karelia (Karelian granite greenstone terrain) // Precam. Res. 1993. V. 62. P. 375–379.

Loiselle M.C., Wones D.R. Characteristic and origin of anorogenic granites / Geol. Soc. Am. Abst. Prog. 1979. V. 11. 468 p.

Lokhov K.I., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N. et al. U-Pb and Lu-Hf isotopic systems in zircons and Hf-Nd isotopic systematization of the Kimozero kimberlites (Karelia) / Abstr. Intern. Conf. «Geochemistry of magmatic rocks, scholl Alkaline magmatism of the Earth». M.: GEOKHI, 2010. P. 102–104.

Lokhov K.I., Levsky L.K., Begemann F. Volatile components in Karelian shungites as indicators of composition of Protherozoic atmosphere / Proc. Workshop. St. Petersburg: Russian astrobiology Center, 2002. P. 112–115.

Lokhov K.I., Lukyanova L.I., Shokalsky S.P. et al. U-Pb and Lu-Hf isotopic systems in zircons from some kimberlites of the Siberian platform and from Ebeliakh alluvial deposit: age and geochemic peculiarities of the source rocks / Abstr. Intern. Conf. M.: GEOKHI, 2010. P. 100–101.

Mörner N.-A. The Northwest European Sea-level Laboratory and Regional Holocene Eustasy // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1979. № 29. C. 281–300.

Maheshwari A., Sial A.N., Chitora V.K., High-$\delta^{13}C$ Paleoproterozoic carbonates from the Aravalli Supergroup, Western India // Intl. Geol. Rev. 1999. V. 41. P. 949–954.

Mancuso I.I., Kneller W.A., Quick I.C. Precambrian vein pyrobitumen: evidence for petroleum generation and migration 2 Ga ago // Precam. Res. 1989. V. 44. P. 137–146.

Marmo V. Schungite, a Precambrian carbon // Geol. Fören. Stockholm Förh. 1953. № 1. 75. P. 89–96.

Master S., Bekker A., Hofmann A. A review of the stratigraphy and geological setting of the Palaeoproterozoic Magondi Supergroup, Zimbabwe – Type locality for the Lomagundi carbon isotope excursion // Precam. Res. 2010. V. 182. №. 4. P. 254–273.

Master S., Verhagen B.T., Bassot J.P. et al. Stable isotopic signatures of Paleoproterozoic carbonate rocks from Guinea, Senegal, South Africa and Zimbabwe: constrains on the timing of the ca. 2 Ga «Lomagundi» $\delta^{13}C$ excursion / Symp. Early Proterozoic Geochemical and Structural Constraints-Metallogeny. Dacar. Senegal. 1993. P. 38–41.

Masterov V.F., Chudnovski F.A., Kozyrev S.V. et al. Microwave absorption in fullerene-containing shungites // Mol. Mat. 1994. V. 4. P. 213–216.

McKenzie D., O'Nions R.K. Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations // J. Petrol. 1991. V. 32. P. 1021–1091.

Mehta A. Granular matter: An interdisciplinary approach. Springer-Verlag: N. Y. 1994. 306 p.

Melezhik V.A. Multiple causes of Earth's earliest global glaciation // Terra Nova. 18. 2006. P. 130–137.

Melezhik V.A., Fallick A.E. A widespread positive $\delta^{13}C_{carb}$ anomaly at around 2,33–2,06 Ga on the Fennoscandian Shield: a paradox? // Terra Nova. 8. 1996. P. 141–157.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Clark T. Two billion year old isotopically heavy carbon: evidence from the Labrador Trough, Canada // Can. J. Earth Sci. 1997. V. 34. P. 271–285.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Filippov M.M. et al. Karelian shungite – an indication of 2.0-Ga-old metamorphosed oil-shale and generation of petroleum: geology, lithology and geochemistry / Earth-Science Reviews. 47. 1999a. P. 1–40.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Filippov M.M. et al. Petroleum surface oil seeps from Palaeoproterozoic petrified giant oilfield // Terra Nova. 2009. V. 21. P. 119–126.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Hanski E.J. et al. Emergence of the aerobic biosphere during the Archean-Proterozoic transition. // Challenges of future research. Geol. Soc. Am. Today. 15. 2005a. P. 4–11.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V. et al. Palaeoproterozoic magnesite-stromatolite-dolostone-«red bed» association, Russian Karelia: palaeoenvironmental constraints on the 2.0 Ga positive carbon isotope shift / Norsk Geologisk Tidsskrift. 2000. V. 80. P. 163–186.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V. et al. Carbonate rocks of Karelia: geochemistry and carbon-oxygen isotope systematics in the Jatulian stratotype and potential for magnesite deposits / Norges geologiske undersøkelse, Open Rep. 96.086. 1996. 61 p.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V. et al. Extreme $^{13}C_{carb}$ enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite-«red beds» association in a global context: a case for the world-wide signal enhanced by a local environment // Earth-Sci. Rev. 1999b. V. 48. P. 71–120.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V. et al. Palaeoproterozoic magnesits: lithological and isotopic evidence for playa/sabkha environments // Sedimentology. 2001. V. 48. № 2. P. 379–397.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Rychanchik D.V. et al. Palaeoproterozoic evaporites in Fennoscandia: implications for seawater sulphate, $\delta^{13}C$ excursions and the rise of atmospheric oxygen // Terra Nova. 2005b. V. 17. P. 141–148.

Melezhik V.A., Filippov M.M., Romashkin A.E. A giant Palaeoproterozoic deposit of shungite in NW Russia: genesis and practical applications // Ore geology reviews. 2004. V. 24. P. 135–154.

Melezhik V.A., Huhma H., Condon D.J. et al. Temporal constraints on the Paleoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event // Geology. V. 35. 2007. P. 655–658.

Melezhik V.A., Sturt B.A. The Paleoproterozoic (2,5–1,7 Ga) Midcontinent rift system of the northeastern Fennoscandian Shield versus. The early Proterozoic Pechenga-Varzuga Belt: a case of back-arc spreading. Discussion // Can. J. Earth Sci. 1998. V. 35 (6). P. 720–725.

Melezhik V.A., Lepland A., Romashkin A.E. et al. The Great Oxidation Event Recorded in Paleoproterozoic Rocks from Fennoscandia // Scientific Drilling. 2010. № 9. P. 23–29.

Mossman D.J. Hydrocarbon habitat of the paleoproterozoic Franceville series, republic of Gabon // Energy sources. 2001. V. 23. № 1. P. 45–53.

Mossman D.J., Gauthier-Lafaye F., Jackson S.E. Carbonaceous substances associated with the paleoproterozoic natural nuclear fission reactors of Oklo, Gabon: paragenesis, thermal maturation and carbon isotopic and trace element compositions // Precam. Res. 2001. V. 106. P. 135–148.

Mossman D.J., Nagy B. Solid bitumens: an assessment of their characteristics, genesis, and the role in geological processes // Terra Nova. 1996. V. 8. P. 114–128.

Mudge M.R. Depth Control of some Concordant Intrusions // Bull. geol. Soc. Am. 1968. 79. P. 315–320.

Muramatsu Y. Geochemical investigations of kimberlites from the Kimberly area, South Africa. // Geochem. J. 1983. V. 17. № 2. P. 116–121.

Mycke B., Michaelis W., Degens E.T. Biomarkers in sedimentary sulfides of Precambrian age // Org. Geochem. 1987. V. 13. № 4. P. 619–625.

Negrutsa T.F., Negrutsa V.Z. Early Proterozoic Sarioli tilloids in the eastern part of the Baltic Shield, USSR / Hambry M.J. et al. (Eds.). Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge University Press, 1981. P. 683–686.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

Nowell G.M., Pearson D.G., Bell D.R. et al. Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: New constrains on their source regions // J. Petrology. 2004. V. 1. P. 1–30.

Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M. The Concise Geologic Time Scale. Cambridge. 2008. 177 p.

Ojakangas R.W. Glaciation: an uncommon mega-event as a key to intracontinental and intercontinental correlation of early Proterozoic basin fill, North American and Baltic cratons / Kleinspehn K.L. et al. (Eds.). New Perspectives in Basin Analysis. Berlin: Springer, 1988. P. 431–444.

Olson J.M. Photosynthesis in the Archean Era // Photosynthesis Res. 2006. V. 88. P. 109–117.

O'Neil J.R. Terminology and Standards / Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Reviews in Mineralogy. 1986. V. 16. P. 561–570.

Paytan A., Kastner M., Campbell D. et al. Sulfur isotope composition of Cenozoic seawater sulfate // Science. 1998. V. 282. P. 1459–1462.

Perttunen V., Vaasjoki M. U-Pb geochronology of the Perapohja Schist Belt, northwestern Finland / M. Vaasjoki (Ed.). Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences // Geol. Surv. Finland, Spec. Pap. 33. 2001. P. 45–84.

Petraske A.K., Hodge D.S., Shaw R. Mechanics of emplacement of basic intrusions // Tectonophysics. 1978. V. 46. P. 41–63.

Pirtle G. Michigan structural basin and its relation-ship to surrounding areas // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1932. V. 16. № 2. P. 145–152.

Powell R., Powell M. Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: areapraisal // Mineral. Mag. 1977. V. 41. P. 257–263.

Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W. et al. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2,0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. № 130. P. 134–153.

Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W. Precise Re-Os mineral isochron and Pb-Nd-Os isotope systematics of a mafic-ultramafic sill in the 2,0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) // Earth Planet. Sc. Lett., 1999. V. 170. P. 447–461.

Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W. et al. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 1205–1222.

Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V. et al. Combined mantle plume – island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero – Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63, N. 21. P. 3579–3595.

Puchtel I.S., Hofman A.W., Mezger K. et al. Petrology of a 2.41 Ga remarkably fresh komatiitic basalt lava lake in Lion Hills, central Vetreny Belt, Baltic Shield // Contrib. Mineral Petrol. 1996. V. 124. P. 273–290.

Puchtel I.S., Humayuna M., Walker R.J. Os–Pb–Nd isotope and highly siderophile and lithophile trace element systematics of komatiitic rocks from the Volotsk suite, SE Baltic Shield // Precam. Res. 2007. V. 158. P. 119–137.

Ramsay W. Uber die geologie der precambrischen und archeicher Bildungen in Olonetz Karelien // Förhand. Vid. Nordisca Naturforskare ach Läkaremötet. 1902.

Ramsay W. Uber die prekambrischen Systeme in ostlischen Teil von Fennoskandia // Central Miner. Geol. Paleont. Stuttgart, 1907. P. 33–40.

Rankama K. New evidence of the origin of Precambrian carbon // Bull. Geol. Soc. Amer. Mem. 1948. V. 59. № 5. P. 389–416.

Rohon M.-L., Vialette Y., Clark T. et al. Aphebian mafic-ultramafic magmatism in the Labrador Though (New Quebec): its age and the nature of its mantle source // Can. J. Earth Sci. 1993. V. 30. P. 1582–1593.

Scherer E., Munker C., Mezger K. Calibration of the lutenium-hafnium clock // Science. 2001. V. 293. P. 683–687.

Schidlowski M.A. 3.800 – million-yeas isotopic record of life from carbon in sedimentary rocks // Nature. 1988. № 333. P. 313–318.

Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E. Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. P. 449–455.

Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget // Precam. Res. 1975. V. 2. P. 1–69.

Schidlowski M., Todt W. The Proterozoic Lomagundi carbonate province a paragon of a ^{13}C-enriched carbonate facies: geology, radiometric age and geochemical significance / Abstr. ICOG-9. Beijing. Chinese Sci. Bull. 43 (supplement). 1998. P. 114.

Shen Y. and Buick R. The antiquity of microbial sulfate reduction // Earth-Science Reviews 2004, v. 64, p. 243–272.

Silvennoinen A. Kuusamon ja Rukatunturin kartta-alueiden kalliopera. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Kuusamo and Rukatunturi map-sheet areas. Explanation to the maps of Pre-Quaternary rocks, sheets 4524 + 4542 and 4613 / Geological Map of Finland 1 : 100 000. 1991. P. 1–63.

Simonen A. The Precambrian in Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 304. 1980. 58 p.

Skilling I.P., White J.D.L., McPhie J. Peperite: a review of magma-sediment mingling // J. Volcanology Geothermal Res. 2002. V. 114. P. 1–2.

Sleep N., Sloss L. A Deep Borehole in the Michigan Basin // J. Geophys. Res. 1978. V. 83. № B 12. P. 5815–5819.

Smith M.D., Heaman L.M. Constraints on the timing of felsic magmatism associated with the Matachewan igneous events: preliminary results for the Creighton granite, Ontario / Geol. Ass. Canada. Min. Joint Ann. Meeting Abstr. 24. 1999. 119 p.

Sokolov V. Jatulian formation of the Karelian ASSR // Jatulian geology in the Eastern part of the Baltic shield. Rovaniemi, 1980. P. 163–174.

Spencer K.J., Lindsley D.H. A solution model for coexisting iron-titanium oxides // American Mineralogist. 1981. V. 66. P. 1189–1201.

Sreenivas B., Das Sharma S., Kumar B. et al. Positive $\delta^{13}C$ excursion in carbonate and organic fractions from the Paleoproterozoic Aravalli Supergroup, Northwestern India // Precam. Res. 106. 2001. P. 277–290.

Strauss H., Des Marais D.J., Hayes J.M. et al. The carbon-isotopic record / Schopf J.W. et al. (Eds.). The Proterozoic Biosphere: a Multidisciplinary Study. N. Y. Cambridge University Press, 1992. P. 117–127.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Saunders A.D. et al. (Eds.) Magmatism in the Oceanic Basin. // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

Thode H.G., Monster J., Dunford H.B. Sulphur isotope geochemistry // Geochim. Cosmochim. Acta. 1961. V. 26. P. 159–174.

Tikhomirova M., Makarikhin V.V. Possible reasons for the $\delta^{13}C$ anomaly of Lower Proterozoic sedimentary carbonates // Terra Nova. 1993. V. 5. P. 244–248.

Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Ivanova T.P. Activ faults and strong earthquakes in Eastern Mediterranean, Viddle East and Lesser Caucasus // Second Int. Symp. Ierusalim. 1995. 24 p.

Tyler S.A., Barghoorn E.S., Barrett L.P. Anthracitic coal from Precambrian upper huronian black shale of the Iron River district, northern Michigan // Geol. Soc. Am. Bull. 1957. V. 68. P. 1293–1304.

Valley P.M., Fischer C.M., Hanchar J.M. et al. Hafnium isotopes in zircon: A tracer of fluid-rock interaction during magnetite-apatite («Kiruna – type») mineralization // Chem. Geol. 2010. V. 275. P. 208–220.

Vuollo J., Huhma H. Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland / M. Lehtinen et al. (Eds). Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian shield. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 195–236.

Weber F., Schidlowski M., Arneth J.D. et al. Carbon isotope geochemistry of the lower proterozoic Francevillian series of Gabon (Africa) // Terra Cognita. V. 3. 1983. P. 220.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

White J. D. L., McPhie J., Skilling I. Peperite: a useful genetic term // Bull. Volcanol. 2000. V. 62. P. 65–66.

Williams N. Studies of the base metal sulfide deposits at McArthur River, Northern Territory, Australia: II. The sulfide-S and carbon-C relationships of the concordant deposits and their significance // Econ. Geol. 1978. 73. P. 1005–1035.

Wilson M.R., Kjarsgaard B.A., Taylor B. Stable isotope composition of magmatic and deuteric carbonate phases in hypabyssal kimberlite, Lac de Gras field, Northwest territories, Canada // Chem.Geol. 2007. V. 242. P. 435–454.

Yaeger H.M., Nagel S.R. La physique de l'etat granulaire // Recherche. 1992. V. 23. № 249. P. 1380–1387.

Young G. M. Tectono-sedimentary history of early Proterozoic rocks of the northern Great lakes region // Geol. Soc. Amer. Mem. 1983. 160. P. 15–32.

Young G.M., Long D.G.F., Fedo C.M. et al. Paleoproterozoic Huronian basin: product of a Wilson cycle punctuated by glaciations and a meteorite impact // Sed. Geol. 2001. № 141–142. P. 233–254.

Zak I., Sakai H., Kaplan I.R. Factors controlling the $^{18}O/^{16}O$ and $^{34}S/^{32}S$ isotope ratios of ocean sulfate, evaporites, and interstitial sulfates from modern deep-sea sediments // Isotope Marine Chemistry. 1980. P. 339–373.

Zircon / Hanchar J.M. et al. (Eds.) Reviews in Mineralogy and Geochemistry // Miner. Soc. Amer. 2003. V. 53. 500 p.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

Афанасьева Зоя Леонидовна, 1983, инж. каф. ГМПИ геол. ф-та СПбГУ, Санкт-Петербург, к.г.-м.н., Zoyka-83@mail.ru

Ахмедов Анвер Митхатович, 1939–2010, зав. отд. геологии докембрия ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, д.г.-м.н.

Богомолов Евгений Сергеевич, 1949, вед.н.с. ИГГД РАН, Санкт-Петербург, к.г.-м.н., Evgeny_Bogomolov@vsegei.ru

Викентьев Илья Владимирович, 1962, вед.н.с. ИГЕМ РАН, Москва, д.г.-м.н., viken@igem.ru

Голубев Анатолий Иванович, 1944, зав. лаб. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, к.г.-м.н., академик МАНЭБ, golubev@ krc.karelia.ru

Гольцин Николай Александрович, 1982, инж. ЦИИ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Nikolay_Goltsin@vsegei.ru

Горбачев Валерий Иванович, 1955, ген. директор ОАО «НПЦ Недра», Ярославль, к.г.-м.н., ggg@nedra.ru

Глушанин Леонид Всеволодович, 1948, нач. Управления по недропользованию РФ по РК, Петрозаводск, geolog@karelia.ru

Докучаев Александр Яковлевич, 1954, с.н.с. ИГЕМ РАН, Москва, к.г.-м.н., alexandre-dokuchaev@yandex.ru

Зыков Дмитрий Сергеевич, 1958, с.н.с. ГИН РАН, Москва, к.г.-м.н., zykov@ginras.ru

Есипко Олег Алексеевич, 1954, нач. геофизич. отд. ОАО «НПЦ Недра», Ярославль, к.г.-м.н., oleg-gis@mail.ru

Еськов Андрей Федорович, 1945, геофизик II кат. Северной ГСП ФГУНПП «ПМГРЭ», Санкт-Петербург, sever@polarex.spb.ru

Ермохин Константин Михайлович, 1954, зам. директора ООО НПП «Аналитическая геофизика», Санкт-Петербург, д.т.н., k_m_e@list.ru

Жданова Людмила Анатольевна, 1948, ген. директор ООО НПП «Аналитическая геофизика», Санкт-Петербург, zhd2409@mail.ru

Заможняя Надежда Григорьевна, 1943, гл. геофизик ФГУП «ВНИИГеофизика», Москва, eskp.sg@spetsgeo.ru

Иващенко Василий Иванович, 1949, вед.н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, к.г.-м.н., ivashche@krc.karelia.ru

Исанина Эльвира Вениаминовна, 1940, вед. геофизик РГЭЦ, филиал ФГУГП «Урангеология», Санкт-Петербург, isanina@rgec.spb.ru

Капитонов Игорь Николаевич, 1956, вед.н.с. ЦИИ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, к.ф.-м.н., Igor_Kapitonov@vsegei.ru

Киселев Александр Викторович, 1960, нач. геофизич. отряда АГП ФГУНПП «ПМГРЭ», Санкт-Петербург, sever@polarex.spb.ru

Кияшенко Александр Иванович, 1951, нач. геофизич. отряда Новоземельской ГСП ФГУНПП «ПМГРЭ», Санкт-Петербург, sever@polarex.spb.ru

Клабуков Борис Николаевич, 1939, с.н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Колодяжный Сергей Юрьевич, 1963, вед.н.с, ГИН РАН, Москва, д.г.-м.н., kolod@ginras.ru

Коросов Виктор Иванович, 1931, н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Крупеник Валерий Алексеевич, 1956, и.о. зав. отд. геологии докембрия ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, valery_krupenik@vsegei.ru

Крупнова Наталья Александровна, 1970, м.н.с. ГФУНПП «Севморгео», Санкт-Петербург, к.ф.-м.н., nataly@ldus.phys.spbu.ru

Крюков Валентин Борисович, 1935, вед. геолог ПГО «Невскгеология», Санкт-Петербург

Куликов Вячеслав Степанович, 1939, гл.н.с. ИГ КарНЦ РАН, председатель регионального петрографического совета по СЗ России, Петрозаводск, д.г.-м.н., vkulikova@yandex.ru

Куликова Виктория Владимировна, 1941, вед.н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, д.г.-м.н., vkulikova@yandex.ru

Кушнеренко Владимир Константинович, 1938, гл. геолог РГЭЦ, филиал ФГУГП «Урангеология», Санкт-Петербург, к.г.-м.н., Kvk@rgec.ru

Лавров Марк Михайлович, 1930, ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, к.г.-м.н.

Леонов Михаил Георгиевич, 1938, зав. лаб. ГИН РАН, Москва, д.г.-м.н., m_leonov@ginras.ru.

Лепехина Елена Николаевна, 1975, инж. ЦИИ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Elena_Lepekhina@vsegei.ru

Лещенко Наталья Владиленовна, 1953, вед. геофизик ПСМО ОП «Спецгеофизика» ГФУП «ВНИИГеофизика», Санкт-Петербург, stupak_spets@mail.ru

Лохов Кирилл Игоревич, 1956, зав. каф. изотопной геологии геол. ф-та СПбГУ, вед.н.с. ЦИИ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, к.г.-м.н., Kirill_Lokhov@vsegei.ru

Макарихин Владимир Васильевич, 1936, вед.н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, к.г.-м.н., klimetia@onego.ru

Макарьев Александр Александрович, 1943, нач. Северной ГСП ФГУНПП «ПМГРЭ», Санкт-Петербург, sever@polarex.spb.ru

Макарьева Елена Михайловна, 1949, вед. геолог Северной ГСП ФГУНПП «ПМГРЭ», Санкт-Петербург, sever@polarex.spb.ru

Медведев Павел Владимирович, 1961, с.н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, к.г.-м.н., pmedved@krc.karelia.ru

Назарова Татьяна Николаевна, 1953, н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, nazarova@krc.karelia.ru

Наркисова Вера Валентиновна, 1955, вед. геолог ОАО «НПЦ Недра», Ярославль, к. г.-м. н., narkisova@nedra.ru

Неронова Ирина Виленовна, 1955, рук. группы комплексной интерпретации геофизич. отд. ОАО «НПЦ Недра», Ярославль, log@nedra.ru

Полеховский Юрий Степанович, 1947, доц. каф. ГМПИ геол. ф-та СПбГУ, Санкт-Петербург, к.г.-м.н., Yury1947@mail.ru

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

Полещук Антон Владимирович, 1976, н.с. ГИН РАН, Москва, anton302@mail.ru

Полин Александр Константинович, 1948, вед. н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, к.м.н., polin@krc.karelia.ru

Прасолов Эдуард Михайлович, 1938, гл.н.с. ЦИИ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, д.г.-м.н., Edward_Prasolov@vsegei.ru

Робонен Вильям Иванович, 1926, вед.н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, robonen@krc.karelia.ru

Ромашкин Александр Евгеньевич, 1961, н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, roma@ krc.karelia.ru

Рычанчик Дмитрий Владимирович, 1960, с.н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, rychanch@krc.karelia.ru

Сахаров Андрей Александрович, 1978, геофизик II кат. Северной ГСП ФГУНПП «ПМГРЭ», Санкт-Петербург, sever@polarex.spb.ru

Светов Сергей Анатольевич, 1969, зам. директора ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, д.г.-м.н., ssvetov@krc.karelia.ru

Светова Алла Ивановна, 1937, с.н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, к.г.-м.н., ssvetov@krc.karelia.ru

Свешникова Кира Юрьевна, 1972, н.с. отд. геологии докембрия ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, kira_sveshnikova@vsegei.ru

Сергеев Сергей Андреевич, 1957, нач. ЦИИ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, к.г.-м.н., Sergey_Sergeev@vsegei.ru

Соколов Светослав Яковлевич, 1948, с.н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, sokolov@krc.karelia.ru

Ступак Владимир Матвеевич, 1948, нач. ПСМО ОП «Спецгеофизика» ГФУП «ВНИИГеофизика», Санкт-Петербург, stupak_spets@mail.ru

Сулейманов Арсен Кумаммаевич, 1953, зам. ген. директора ГФУП «ВНИИГеофизика», Москва, к.т.н., market@spetsgeo.ru

Тарханов Георгий Виленович, 1954, зам. ген. директора ОАО «НПЦ Недра», Ярославль, к.г.-м.н., geol@nedra.ru

Трофимов Николай Николаевич, 1940–2010, ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск.

Шаров Николай Владимирович, 1943, зав. лаб. геофизики ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, д.г.-м.н., sharov@krc.karelia.ru

Швецкий Владлен Аркадьевич, 1937, нач. производственно-технологич. отд. ОАО «НПЦ Недра», Ярославль, vlad@nedra.ru

Шеков Виталий Александрович, 1956, зам. директора ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, к.т.н., shekov@krc.karelia.ru

Щипцов Владимир Владимирович, 1941, директор ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, д.г.-м.н., shchipts@krc.karelia.ru

Щукин Юрий Константинович, 1937, зав. лаб. ИДГ РАН, Москва, д.г.-м.н., профессор, schuk@idg.chph.ras.ru

Щукин Олег Николаевич, 1944, нач. геол. отд. Управления по недропользованию РФ по РК, Петрозаводск, geolog@karelia.ru

Филиппов Михаил Михайлович, 1941, зав. лаб. генезиса шунгитовых месторождений ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, д.г.-м.н., filipov@krc.karelia.ru

Фрик Маргарита Готлибовна, 1950, зав. лаб. геохимии пород и флюидов ОАО «КамНИИКИГС», Пермь, к.г.-м.н., ст.н.с., kamniikigs@inbox.ru

Южанинова Светлана Игоревна, 1968, геофизик I кат., ФГУГП «Урангеология», СЗ филиал «Невскгеология», Санкт-Петербург, isanina@rgec.spb.ru

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

ОНЕЖСКАЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА

(ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТОНИКА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАГЕНИЯ)

Печатается по решению Ученого совета
Института геологии КарНЦ РАН

Редактор *Е.В. Азоркина*
Оригинал-макет *Г.А. Тимонен*

Подписано в печать 02.06.2011. Формат 60x84 1/8.
Гарнитура Arial. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 42,8 + 0,4 (1 цв. вкл). Усл. печ. л. 50.
Тираж 500 экз. Изд. № 182. Заказ .

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
185003, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50