



PALEOPROTEROZOIC TECTONICS AND EVOLUTIONARY MODEL OF THE ONEGA SYNCLINORIUM

S.Yu. Kolodyazhny [✉], N.B. Kuznetsov , A.V. Poleshchuk , D.S. Zykov , E.A. Shalaeva 

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 7-1 Pyzhevsky Ln, Moscow 119017, Russia

ABSTRACT. Consideration is being given to the Onega Paleoproterozoic structure (Onega synclinorium, OS) as a tectonotype of intraplate negative structures, which experience intermittent subsidence over a long period of time. The paper presents a model of the OS and discusses its tectonic evolution. The model is based on the geological and structural data, already published and collected so far by the authors, as well as on the data concerning the OS deep structure, particularly on the interpretation of the 1-EV seismic profile and potential fields. The proposed model illustrates an example of conjectured interaction between different geodynamic factors and explains reasons for the development of the OS throughout the Paleoproterozoic, including the periods of intense subsidence and magmatism, inversions of local basins comprising the Onega trough, and deformations of the Paleoproterozoic strata. An important role in the formation of the OS was played by shear dislocations within an imbricate fan of its controlling Central-Karelian shear zone. The shear dislocations were accompanied by rotation of a large block located to the west of the OS, which led to the rotational-indentational interaction between adjacent blocks and to compensated coexistence among transtensional and transpressional regimes along their separating shear zone. Compensatory dynamic mechanism also manifested itself in crustal layers at the base of the OS. Horizontal flow of the mid-crustal masses and their outflow from the depression were compensated by the development of deep-seated thrust duplexes and uplifts around the depression as well as by the upper crustal extension associated with low-angle dilatant normal faulting. Successive propagation of these faults, dynamically related to shear dislocations within an imbricate fan of the Central Karelia zone, controlled the formation features and southward migration of the OS-contained basins as well as magmatic and sylogogenesis-related occurrences. Multilayered subhorizontal flow of low-viscosity rocks at the base and inside the OS section against the background of shear dislocations gave rise to the occurrence of crest-like and diapir-like folding. The processes of OS formation occurred amid the development and localization of active mantle plumes and asthenospheric diapirs. One of the factors of their development and localization were the phenomena of relative decompression within the imbrication fan of the Central Karelian shear zone.

KEYWORDS: Onega Paleoproterozoic structure; intraplate tectonics; geodynamics; shear zone; imbricate fan; detachment; seismic profiling

FUNDING: The work was carried out as part of the state assignment of the GIN RAS.



RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Sergey Yu. Kolodyazhny, kolod63@mail.ru

Received: December 22, 2022

Revised: March 9, 2023

Accepted: March 14, 2023

FOR CITATION: Kolodyazhny S.Yu., Kuznetsov N.B., Poleshchuk A.V., Zykov D.S., Shalaeva E.A., 2023. Paleoproterozoic Tectonics and Evolutionary Model of the Onega Synclinorium. *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (4), 0709. doi:10.5800/GT-2023-14-4-0709

English version: see article page online

ТЕКТОНИКА И МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОНЕЖСКОГО СИНКЛИНОРИЯ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ

С.Ю. Колодяжный, Н.Б. Кузнецов, А.В. Полещук, Д.С. Зыков, Е.А. Шалаева

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Россия

АННОТАЦИЯ. Охарактеризовано строение и разработана модель тектонической эволюции Онежской палеопротерозойской структуры (синклинория, ОС), представляющей собой тектонотип внутриплитных отрицательных структур, испытывавших периодическое прогибание на протяжении длительного времени. Модель разработана на основе обобщения опубликованных и авторских геолого-структурных материалов, а также сведений о глубинном строении ОС, в частности интерпретации сейсмического разреза 1-ЕВ и потенциальных полей. Модель иллюстрирует пример сопряженного взаимодействия различных геодинамических факторов и объясняет причины длительного формирования ОС на протяжении всего палеопротерозоя, включая периоды интенсивного прогибания и магматизма, инверсии составляющих Онежский прогиб локальных бассейнов и деформации палеопротерозойских толщ. При формировании ОС большое значение имели сдвиговые дислокации, проявленные в пределах имбрикационного веера Центрально-Карельской зоны сдвига, контролирующего позицию этой структуры. Сдвиговые перемещения были сопряжены с вращением крупного блока, расположенного западнее ОС, что привело к ротационно-инденторному взаимодействию смежных блоков и компенсационному сосуществованию областей транспрессии и транстенсии вдоль разделяющей их зоны сдвига. Компенсационный динамический механизм проявился и в коровых слоях основания ОС. Горизонтальное течение и отток среднекоровых масс из области депрессии компенсировались формированием глубинных надвиговых дуплексов и поднятий в обрамлении депрессии, а также растяжением верхней коры с развитием систем пологих дилатансионных сбросов. Последовательная пропация этих сбросов, динамически сопряженных со сдвиговыми нарушениями имбрикационного веера Центрально-Карельской зоны, контролировала особенности формирования и миграцию бассейнов ОС в южном направлении, а также проявления магматизма и силлогенеза. Многоярусное субгоризонтальное течение маловязких пород в основании и внутри разреза ОС, проявившееся на фоне сдвиговых дислокаций, привело к развитию гребневидной и диапироподобной складчатости. Процессы формирования ОС проходили на фоне высокой активности мантийных плюмов и астеносферных диапиров. Одним из факторов их развития и локализации были явления относительной декомпрессии в пределах имбрикационного веера Центрально-Карельской зоны сдвига.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Онежская палеопротерозойская структура; внутриплитная тектоника; геодинамика; зона сдвига; имбрикационный веер; детачмент; сейсмопрофилирование

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена в рамках темы государственного задания ГИН РАН.

1. ВВЕДЕНИЕ

Во внутриконтинентальных областях существуют отрицательные структуры (синеклизы, депрессии, впадины), которые на протяжении длительного времени испытывали тенденцию к прогибанию. Существующие представления о причинах и механизмах формирования таких геоструктур весьма разнообразны и основаны на разных концепциях. Развитие прогибов рассматривается в связи с механическим растяжением коры, транспрессией или транстенсией, магматическими и плюмовыми событиями, фазовыми переходами в нижних уровнях коры, а также как результат деформации сфероида Земли [Artyushkov, 1993; King, 1967; Kropotkin et al., 1971; Leonov, 2004; Glushanin et al, 2011; Khain, Lomize, 1995].

Один из хорошо изученных примеров долгоживущих прогибов – Онежская палеопротерозойская структура (синклинорий, ОС), активное развитие которой происходило в интервале 2.5–1.7 млрд лет назад [Krats, 1963; Glushanin et al., 2011; Sokolov et al., 1970; Heiskanen,

1990]. В этом уникальном геологическом объекте Балтийского щита, занимающего площадь ~40 тыс. км² на юге Карелии, сочетаются элементы специфических осадочных формаций, своеобразной тектоники и магматизма.

Наиболее полное описание геологического строения ОС приведено в коллективной монографии [Glushanin et al., 2011], основу которой составляют современные представления о глубинном строении этой структуры, полученные в результате бурения Онежской параметрической скважины и сопутствующих геолого-геофизических исследований. Во многих главах монографии, посвященных отдельным аспектам геологии ОС, сделан акцент на определенной группе литологических, тектонических или магматических проявлений, результатом чего явились множественные, иногда противоречивые модели эволюции ОС. Большинство авторов принимают плюмовую модель развития этой структуры, но также предложены варианты ее формирования в условиях рассеянного рифтогенеза,

в транспрессионно-транстенсионной обстановке и в связи с деформацией сфероида Земли по «модели хорды» [Glushanin et al, 2011].

Представления о строении ОС затрагивают многие аспекты, в частности характер развития палеопротерозойских комплексов в пределах архейских кратонов Фенноскандии. Комплексы, слагающие ОС, интерпретированы как фрагменты эпиплатформенного чехла, изначально развитого на обширных площадях [Gilyarova, 1974; Krats, 1963; Kharitonov, 1966], или как формации континентальных рифтогенных грабенов и присдвиговых бассейнов [Kolodyazhny, 2006; Morozov, 2002b; Svetov, Sviridenko, 1991; Heiskanen, 1990], а также в качестве вулканогенно-осадочных поясов шовного типа, имеющих чешуйчато-надвиговое строение [Morozov, 2010].

Результаты бурения Онежской параметрической скважины, вскрывшей непрерывный разрез палеопротерозоя ОС, показали отсутствие признаков сдвигания разреза и надвиговых структур и подтвердили существовавшие представления о последовательности, границах и составе главных стратонов палеопротерозоя Карельского региона. Вместе с тем в основании ОС впервые для докембрия была выявлена мощная соленосная толща, претерпевшая хрупкопластические деформации, что предполагает тектонический срыв в подошве палеопротерозоя [Glushanin et al., 2011].

Для понимания механизмов возникновения и длительного развития ОС необходим комплексный анализ особенностей осадконакопления, магматизма и структурообразования. В настоящей статье с целью разработки модели эволюции ОС приведен анализ геологоструктурных данных авторов [Kolodyazhny, 1999, 2002, 2006; Leonov et al., 1996, 2003; Poleshchuk, 2006, 2007; Kuznetsov et al., 2023], а также опубликованных и фондовых материалов [Voitovich, 1971; Galdobina, Mikhailyuk, 1971; Sokolov, 1973, 1987; Gilyarova, 1974; Sharov, 2004; Morozov, 2010; Golod et al., 1983; Krats, 1963; Korosov, 1991; Kozhevnikov, 2000; Kulikov et al., 1999, 2017a, 2017b; Makarikhin et al., 1995; Negrutsa, 1984, 2011; Novikova, 1975; Glushanin et al., 2011; Report..., 1991; Polekhovskiy, Golubev, 1989; Polekhovskiy et al., 1995; Puchtel et al., 1995; Ryazantsev, 2014; Satsuk et al., 1988; Svetov, 1979; Svetov, Sviridenko, 1991; Svetov et al., 2015; Sokolov et al., 1970; Systra, 1991; Kharitonov, 1966; Heiskanen, 1990; Amelin et al., 1995; Melezhik et al., 2013].

2. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РЕГИОНА

ОС сложен вулканогенно-осадочными комплексами палеопротерозоя, которые с размывом и несогласием перекрывают архейские гранит-зеленокаменные образования Карельского кратона (КК) на юго-востоке Балтийского щита (рис. 1). Синклиний расположен

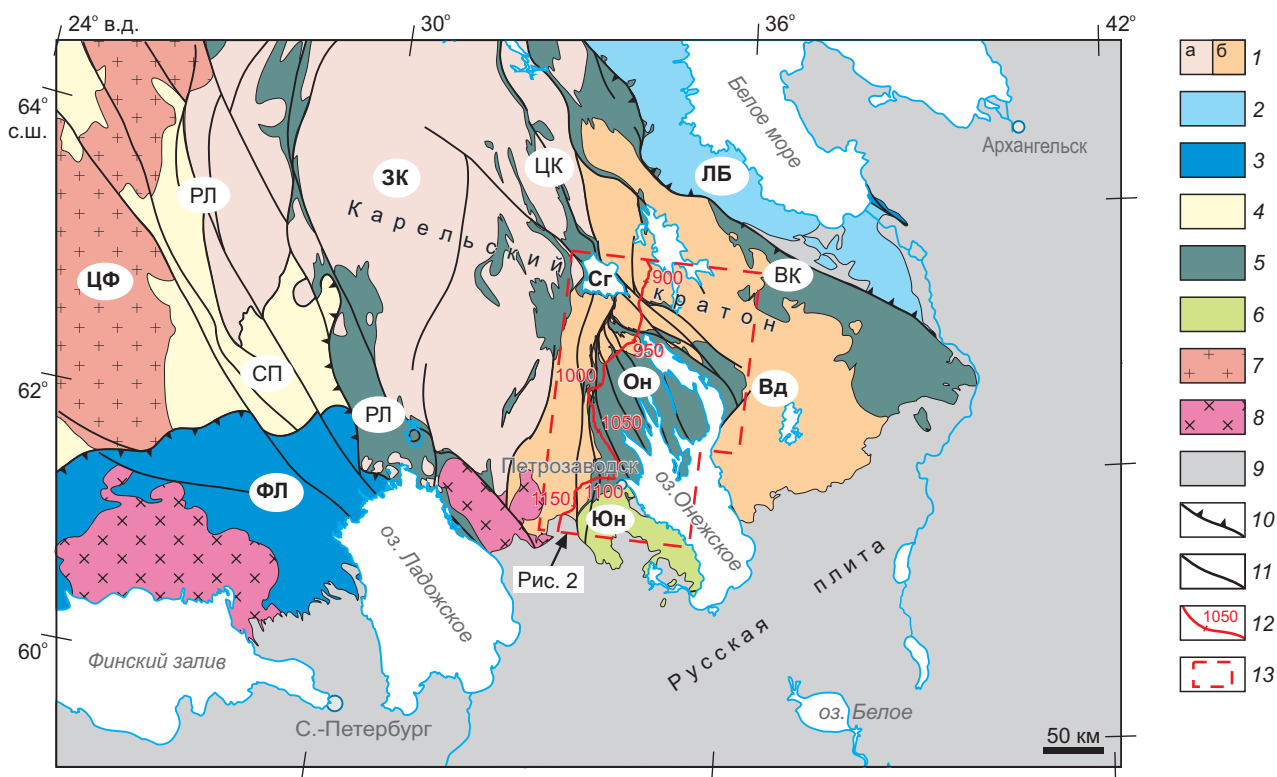


Рис. 1. Схема геологического строения юго-восточной части Балтийского щита. 1 – архейские гранит-зеленокаменные комплексы: а – Западно- и Центральнo-Карельского (ЗК, ЦК), б – Водлозерского (ВД) доменов; 2 – архей-палеопротерозойские гранулитo-гнейсовые комплексы Лапландско-Беломорского пояса (ЛБ); 3–7 – палеопротерозойские комплексы: 3 – метаморфические и магматические Южно-Финско-Ладожского пояса (ФЛ), 4 – вулканогенно-осадочные и магматические островодужные Свекофеннского пояса (СП), 5 – вулканогенно-осадочные Карельского кратона,

6 – терригенные отложения Южно-Онежской мульды, 7 – гранитоиды Центрально-Финского массива (ЦФ); 8 – раннерифейские граниты рапакиви; 9 – венд-фанерозойский чехол; 10–11 – разрывы: 10 – взбросы и надвиги, 11 – преимущественно сдвиги; 12 – сейсмопрофиль 1-ЕВ; 13 – контуры рис. 2. Зоны сдвига: РЛ – Раахе-Ладожская, ЦК – Центрально-Карельская, ВК – Восточно-Карельская; Сг – Сегозерская синклинали, Он – Онежский синклиниорий, Юн – Южно-Онежская мульда.

Fig. 1. Scheme of the geological structure of the southeastern Baltic Shield.

1 – Archean granite-greenstone complexes: *a* – West and Central Karelian (ЗК, ЦК), *б* – Vodlozersky (Вд) domains; 2 – Archean – Paleoproterozoic granulite-gneiss complexes of the Lapland-White Sea belt (ЛБ); 3–7 – Paleoproterozoic complexes: 3 – metamorphic and igneous of the Southern Finland-Ladoga belt (ФЛ), 4 – volcano-sedimentary and igneous island arc of the Svecofennian belt (СП), 5 – volcano-sedimentary of the Karelian Craton, 6 – terrigenous deposits of the South Onega trough, 7 – granitoids of the Central Finnish massif (ЦФ); 8 – Early Riphean rapakivi granites; 9 – Vend – Phanerozoic cover; 10–11 – faults: 10 – reverse faults and thrusts, 11 – mainly strike-slips; 12 – 1-EV seismic profile; 13 – contours of Fig. 2. Shear zones: РЛ – Raakhe-Ladoga, ЦК – Central Karelian, ВК – East-Karelian; Сг – Segozersk syncline, Он – Onega synclinorium, Юн – South Onega trough.

на юге обнаженной части КК, который граничит на юго-западе со структурами Свекофеннского аккреционного орогена, а на северо-востоке – Лапландско-Беломорского пояса. Южные части ОС и КК перекрыты платформенным чехлом Восточно-Европейской платформы.

Гранит-зеленокаменные комплексы архея слагают фундамент КК, перекрытый с несогласием протоплатформенным чехлом – вулканогенно-осадочными породами палеопротерозоя (карельский комплекс, карелиды) [Sokolov, 1987; Krats, 1963; Kulikov et al., 2017a, 2017b; Heiskanen, 1990; Melezhik et al., 2013]. Карелидами сложен резко обособленный от фундамента структурный ярус, образующий крупные мульдообразные структуры, узкосжатые синклинали и разрывно-складчатые пояса, вытянутые преимущественно к северо-западу (рис. 1). Во многих случаях палеопротерозойские синклинали, включая ОС, пространственно совмещены с зонами сдвига, которые развиты вдоль окраин КК и в его центральной части (рис. 1).

В строении фундамента КК обособлены три главных домена, сложенных гранит-зеленокаменными образованиями различного возраста – древнейшими в пределах Водлозерского и Западно-Карельского доменов (модельный Sm-Nd возраст >3 млрд лет) и более молодыми (модельный Sm-Nd возраст 2.8–2.7 млрд лет), формирующими Центрально-Карельский домен [Kozhevnikov, 2000; Kozhevnikov et al., 2006; Kulikov et al., 2017a, 2017b; Levchenkov et al., 1989; Lobach-Zhuchenko et al., 2000]. Ориентировка границ доменов, так же как и положение зеленокаменных поясов КК, имеет субмеридиональное простирание, резко дискордантное к простиранию структур карельского комплекса и зонам обрамления КК, вытянутым в северо-западном направлении (рис. 1). ОС расположен вблизи западной окраины Водлозерского домена и по простиранию к северо-западу сменяется клинообразной в плане Сегозерской синклиналию, перекрывающей и пересекающей границу Водлозерского и Центрально-Карельского доменов под острым углом (рис. 1).

3. СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ОНЕЖСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

В разрезе палеопротерозойских комплексов КК принято выделять следующие надгоризонты: сумийский (2.5–2.4 млрд лет), сариолийский (2.4–2.3 млрд лет),

ятулийский (2.3–2.1 млрд лет), людиковийский (2.10–1.92 млрд лет), калевийский (1.92–1.80 млрд лет) и вепсийский (1.80–1.75 млрд лет) [Sokolov, 1973, 1987; Krats, 1963; Kulikov et al., 2017a, 2017b; Lower Precambrian Stratigraphic Scale..., 2002; Glushanin et al., 2011; Sokolov et al., 1970; Kharitonov, 1966; Heiskanen, 1990; Melezhik et al., 2013].

Наиболее полные и хорошо изученные литостратиграфические разрезы палеопротерозоя расположены в ОС и Сегозерской мульде. В пределах ОС обособлены Северо-Онежский синклиниорий и Южно-Онежский синклиналильный прогиб. В строении Северо-Онежской депрессии участвуют образования сумия, сариолия, ятулия, людиковия и калевия; Южно-Онежская синклинали сложена толщами вепсия [Kulikov et al., 2017a, 2017b; Negrutsa, 2011; Lower Precambrian Stratigraphic Scale..., 2002; Glushanin et al., 2011] (рис. 1).

Сумийский надгоризонт (2500–2400 млн лет) в основании представлен маломощными корами физического выветривания и высокозрелыми силикокластитами. На них залегают андезибазальты (мощность до 1.5 км), развитые локально в виде реликтов палеорифтовой системы [Korosov, 1991]. Интрузивные комагматы этих вулканитов представлены дайками и расслоенными мафит-ультрамафитовыми массивами. Наиболее крупный из них – Бураковский массив (U-Pb возраст 2449 ± 1.1 млн лет) – расположен к северо-востоку от ОС [Amelin et al., 1995]. Массив и связанные с ним рои даек составляют глубинную корневую часть сумийского палеорифта [Glushanin et al., 2011].

Сариолийский надгоризонт (2400–2300 млн лет) представлен полимиктовыми конгломератами и микститоподобными образованиями, пространственно связанными с рифтовыми структурами и вулканитами сумия [Korosov, 1991]. В Северо-Онежской впадине сумийские и сариолийские образования локализованы в грабенообразных структурах. Их фрагменты экспонированы в ее западном и северо-восточном (Кумсинская зона) крыльях (рис. 2).

Ятулийский надгоризонт (2300–2100 млн лет) представлен вулканогенно-осадочными образованиями (мощность до 2 км), которые формируют основание протоплатформенного чехла КК и с резким угловым несогласием перекрывают сумийско-сариолийские рифтогенные образования либо архейский фундамент

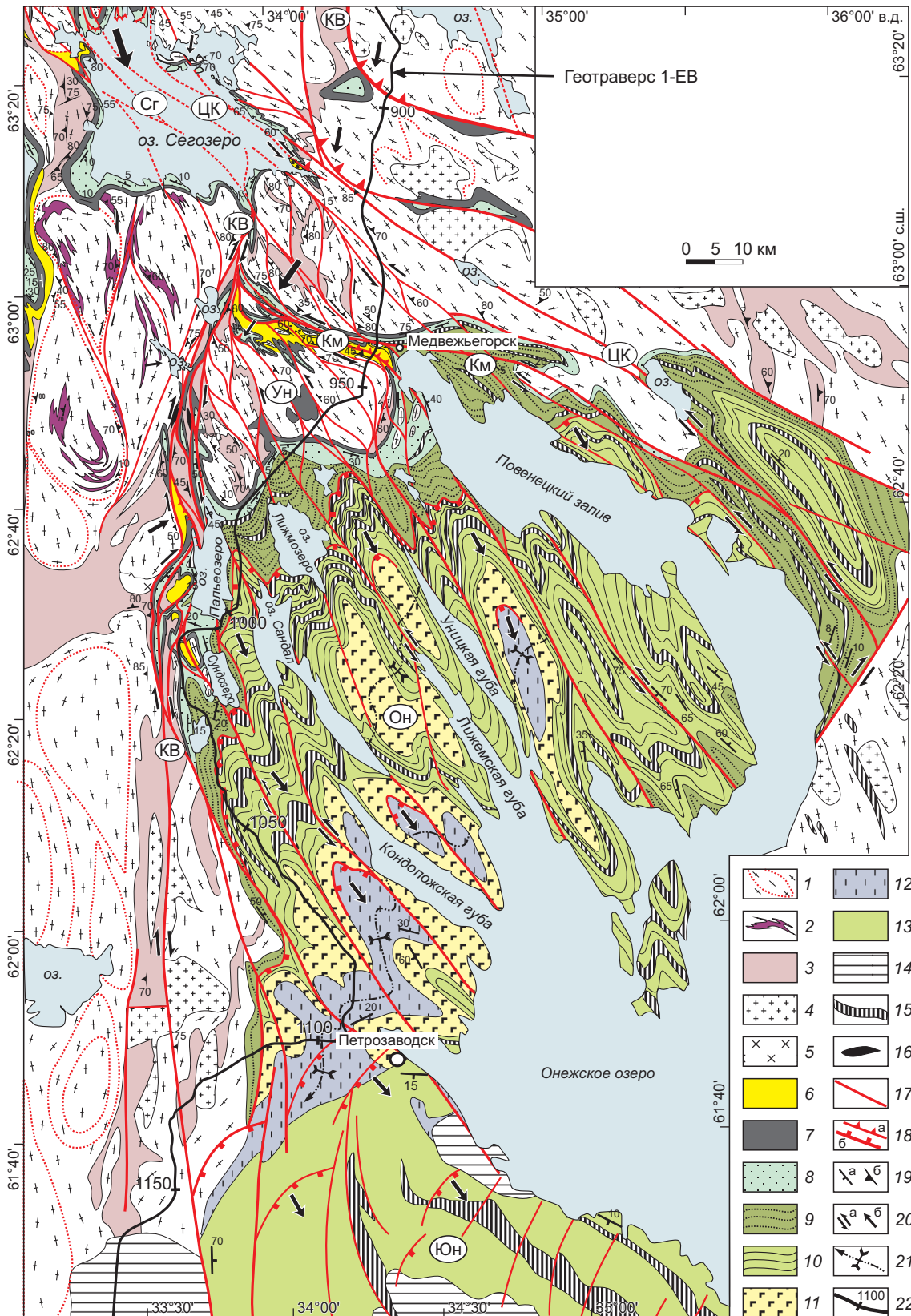


Рис. 2. Геолого-структурная схема Онежского синклиория (с дополнениями по [Morozov, 2010; Kolodyazhny, 2006; Kulikov et al., 2017b]).

1–5 – архейские комплексы: 1 – гнейсограниты, 2 – гнейсы, 3 – зеленокаменные образования, 4 – плагиомикроклиновые граниты, 5 – диориты; 6–13 – палеопротерозойские комплексы: 6 – сумий-сариолий, 7–8 – нижний ятулий, 9 – верхний ятулий, 10 – нижний людиковий, 11 – верхний людиковий, 12 – калевий, 13 – вепсий; 14 – венд; 15 – дайки и силлы габбро-долеритов; 16 – ультрабазиты; 17 – сдвиги и взбрососдвиги; 18 – надвиги (а) и сбросы (б); 19 – элементы залегания слоистости (а) и гнейсовидности/сланцеватости (б); 20 – направления перемещений: а – сдвиговые, б – горизонтальные; 21 – осевые

плоскости ранних складок; 22 – линия сейсмопрофиля 1ЕВ. Палеопротерозойские синклиналильные структуры: Он – Северо-Онежская, Юн – Южно-Онежская, Сг – Сегозерская; зоны сдвига: ЦК – Центрально-Карельская, Км – Кумсинская, КВ – Койкарско-Выгозерская; Ун – Уницкий купол.

Fig. 2. Geological and structural scheme of the Onega synclinorium (after [Morozov, 2010; Kolodyazhny, 2006; Kulikov et al., 2017b]). 1–5 – Archean complexes: 1 – gneissic granites, 2 – gneisses, 3 – greenstone formations, 4 – plagiomicrocline granites, 5 – diorites; 6–13 – Paleoproterozoic complexes: 6 – Sumian –Sariolian, 7–8 – Lower Yatulian, 9 – Upper Yatulian, 10 – Lower Ludicovian, 11 – Upper Ludicovian, 12 – Kalevian, 13 – Vepsian; 14 – Vend; 15 – gabbro-dolerite dikes and sills; 16 – ultrabasic rocks; 17 – strike-slip faults and reverse slips; 18 – thrusts (a) and normal faults (б); 19 – dip and strike in rock strata (a) and gneissic banding/schistosity (б); 20 – directions of displacement: a – strike-slip, б – horizontal; 21 – axial planes of early-stage folds; 22 – seismic profile 1-EV. Paleoproterozoic synclinal structures: Он – North Onega, Юн – South Onega, Сг – Segozero; shear zones: ЦК – Central Karelian, Км – Kumsa, КВ – Koikary-Vygozero; Ун – Units dome.

(рис. 2). Ятулий подстилают силикатные коры химического выветривания, имеющие площадное распространение. До половины объема ятулия составляют лавы и силлы базитового состава. Разрезы ятулия имеют двучленное строение: нижний ятулий (янгозерская и медвежьегорская свиты) представлен в основном кварцитопесчаниковой толщей с пластовыми телами базальтов и прослоями базальных конгломератов/гравелитов, а также алевролитов и аргиллитов; в верхнем ятулии распространены карбонатные (туломозерская свита) и терригенно-карбонатные толщи – доломиты, частично с биостромами строматолитов и онколитами, а также аргиллиты, песчаники и гравелиты [Negrutsa, 1984; Makarikhin et al., 1995; Satsuk et al., 1988; Glushanin et al., 2011; Melezhik et al., 2013].

В Онежской параметрической скважине на западе ОС в основании ятулия, залегающего на породах фундамента, вскрыты эвапориты: галитовая толща мощностью около 200 м, перекрытая 300-метровой ангидрит-магнезитовой толщей, на которой залегают доломиты [Glushanin et al., 2011]. Проявления эвапоритов отмечены и в восточном борту Северо-Онежского синклинория [Trofimov, Loginov, 2005]. В соленосной толще отмечены многочисленные обломки измененных вулканитов и песчаников нижнего ятулия. Отсутствие седиментогенных и наличие брекчиевых текстур, а также лепидогранобластовая структура пород галитовой толщи указывают на их полную перекристаллизацию в условиях хрупкопластического течения. Возраст галитовой толщи соответствует позднему ятулию, что подтверждено Rb/Sr изохронной датировкой (2216 ± 68 млн лет) [Glushanin et al., 2011].

Литоседиментационные особенности пород ятулия отвечают условиям мелководного эпиконтинентального морского бассейна и его прибрежных областей [Krats, 1963; Makarikhin et al., 1995; Negrutsa, 1984; Sokolov et al., 1970; Kharitonov, 1966; Heiskanen, 1990]. Фациальные условия осадконакопления в ятулийское время варьировались от озерно-речной равнины в начале к плайевым озерам и через гиперсоленые условия сабкхи к морскому мелководью в конце ятулия [Glushanin et al., 2011; Sokolov et al., 1970]. В раннем ятулии район современной ОС представлял собой область размыва и накопления озерно-аллювиальных отложений. В дальнейшем произошла трансгрессия морского бассейна в направлении с севера на юг, и в позднем

ятулии обособилась Северо-Онежская депрессия, которая обрамлялась валообразным поднятием – областью эродированной суши [Glushanin et al., 2011; Sokolov et al., 1970].

Вулканиты ятулия представлены преимущественно толеитовыми платобазальтами трапповой формации, сформированными во внутриконтинентальной платформенной обстановке [Svetov, 1979; Svetov et al., 2015; Negrutsa, 1984; Sharkov, 1984; Sharkov et al., 2000]. Извержение лав происходило в вулканах трещинного типа в условиях мелководных бассейнов либо на суше [Svetov, 1979].

Людиковийский надгоризонт (2100–1920 млн лет) представлен заонежской (нижняя) и суйсарской (верхняя) свитами [Sokolov, 1987]. Заонежская свита (мощность до 1.3 км) сложена существенно углеродистыми породами (шунгиты, шунгитсодержащие туфо-алевролиты, аргиллиты), силицитами, известняками и доломитами, вмещающими многочисленные силлы габбро-долеритов. Суйсарская свита (мощность до 700 м) сложена туфами и лавами пироксеновых, плагиоклазовых и пикритовых базальтов [Kulikov et al., 1999]. Эти вулканиты слагают ядра небольших синклиналильных структур в центральной и южной части Северо-Онежского синклинория (рис. 2). Вулканиты вместе с подстилающим их Кончезерским силлом (подводящий канал, 1974±27 млн лет) образуют вулканоплутоническую ассоциацию платобазальтов [Glushanin et al., 2011].

Накопление углеродистых осадков заонежской свиты происходило в бассейне с сероводородным заражением и низкой скоростью седиментации на фоне синхронного базальтового вулканизма. Петрохимические данные показывают, что материнские для суйсарских пикробазальтов магмы зарождались в астеносферном мантийном плюме и при движении к поверхности испытывали кристаллизационное фракционирование, смешение с материалом литосферной мантии и вмещающих пород континентальной коры [Kulikov et al., 1999; Glushanin et al., 2011; Puchtel et al., 1995, 1999].

Калевийский надгоризонт (1920–1800 млн лет) сложен монотонным ритмичным чередованием аркозовых и кварцевых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев с ограниченным распространением силицитов, гравелитов и конгломератов. Калевий (мощность до 550 м) обнажен в ядрах небольших синклиналей на

юге и в центре Северо-Онежской синеклизы (рис. 2). Калевийские образования соответствуют мелководно-бассейновым и континентальным молассоидным отложениям, накопившимся в период снижения магматической активности. Для калевия отмечена фациальная зональность, выраженная в развитии грубообломочных пород в разрезах северных сегментов синклинальных структур, тогда как по направлению к югу начинают преобладать более тонкие терригенные породы [Glushanin et al., 2011]. Такой асимметричный литофациальный профиль бассейна, а также наличие в калевийских образованиях обломков пород людиковия свидетельствуют об инверсии северной части Онежского бассейна, превращении ее в область размыва и миграции остаточной депрессии к югу. Область развития конгломератов и гравелитов, по-видимому, маркирует относительно крутую прибрежную зону, которую можно сопоставить с тектоническим уступом сбросового происхождения.

Вепсийский надгоризонт (1800–1750 млн лет) объединяет петрозаводскую (нижняя) и шокшинскую (верхняя) свиты [Galdobina, Mikhailyuk, 1971; Sokolov, 1987]. Петрозаводская свита (мощность <300 м) сложена преимущественно серыми аркозовыми песчаниками с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов. В разрезе присутствуют прослои осадочных брекчий с обломками шунгитовых сланцев и вулканитов людиковийского надгоризонта. Шокшинская свита (мощность не менее 1000 м) с несогласием и линзами конгломератов в основании разреза налегает на петрозаводскую свиту и представлена красноцветными, часто косослоистыми песчаниками и кварцитопесчаниками с линзами конгломератов. Вепсийские образования слагают Южно-Онежскую синклиналь, со структурным несогласием перекрывают все нижележащие комплексы палеопротерозоя и, в отличие от них, слабодислоцированы.

Накопление терригенных отложений вепсия происходило в континентальной аллювиально-озерной обстановке в условиях аридного климата [Galdobina, Mikhailyuk, 1971; Sokolov, 1987]. Судя по ориентировке косой слоистости, знаков ряби и возрастному набору зерен детритового циркона, снос обломочного материала происходил преимущественно из областей, расположенных непосредственно севернее вепсийского бассейна [Kuznetsov et al., 2023].

Вулканогенно-осадочные комплексы ОС парагенетически связаны с контрастно дифференцированными интрузивными сериями. Все эти магматические образования были сформированы в обстановках внутриплитного рифтогенеза, сопровождающего развитие плюмов, максимальная активность которых приурочена к временным интервалам 2.53–2.42 и 2.10–1.95 млрд лет [Sokolov, 1987; Morozov, 2010; Kulikov et al., 2017a, 2017b; Mints, Eriksson, 2016].

Силлы габбро-долеритов и, реже, ультрабазитов залегают на нескольких уровнях разреза толщ ятулия, людиковия и вепсия, занимая значительные объемы

ОС (рис. 2). Положение питающих каналов для силлов достоверно не установлено. Предполагается, что они расположены в областях повышенной проницаемости центральной и краевых частей ОС [Kulikov et al., 1999; Novikova, 1975; Svetov, 1979].

Силлы образуют субслоенные и субслоиносекущие тела, постепенно и резко переходящие на более высокие уровни разреза ОС [Kulikov et al., 1999; Poleshchuk, 2006]. Резкий переход между уровнями происходит за счет ступенчатых (рамповых) изгибов силлообразных тел, мощность которых на перегибах возрастает. Вдоль рамповых ступеней контакты силлов резко срезают слоистость вмещающих пород, оказывают на них экзоконтактовое воздействие и сопровождаются зеркалами скольжения (рис. 3).

Силлы ОС обнаруживают связь с субслоенными зонами нарушений и нередко залегают среди динамосланцев и других тектонитов, испытавших экзоконтактовое воздействие интрузий. Тектоническая природа субслоенных зон внедрения силлов хорошо выражена в верхнеятулийских толщах. К этим зонам приурочены карбонатные брекчии, сцементированные базитами, и структуры пластического течения в обрамлении силлов [Glushanin et al., 2011; Sokolov et al., 1970]. На контактах силлов с вмещающими породами выявлены пепериты, свидетельствующие о внедрении некоторых силлов в водонасыщенные осадки [Biske et al., 2004; Poleshchuk, 2007]. Пространственная связь силлов с тектонитами, а также данные сейсмопрофилирования (см. ниже) позволяют полагать, что силлы ОС залечивают субслоенные и ступенеобразные нарушения сбросового типа.

Пространственное распределение вулканогенно-осадочных комплексов палеопротерозоя в пределах ОС неравномерное: строение их разрезов существенно

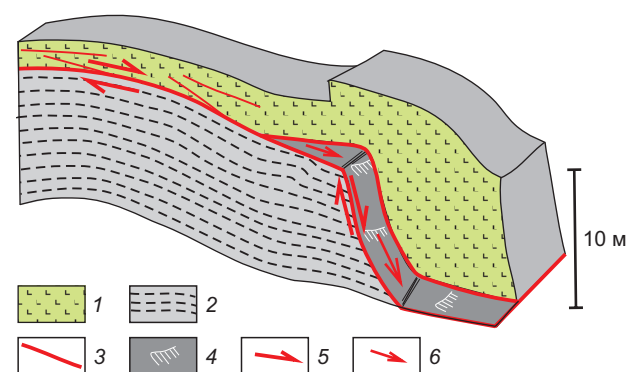


Рис. 3. Реконструкция обнажения, включающего ступенчатый сегмент Кончезерского силла.

1 – силл габбро-долеритов; 2 – сланцы заонежской свиты; 3 – субслоиносекущий срыв; 4 – зеркала скольжения; 5–6 – направления смещений по разрыву (5) и вдоль его плоскости (6).

Fig. 3. A model of an outcrop with a stepped segment of the Konchezero sill.

1 – gabbro-dolerite sill; 2 – shales of the Zaonega formation; 3 – sublayer detachment; 4 – slickensides; 5–6 – directions of displacements along the fault (5) and the fault plane (6).

изменяется в латеральном, преимущественно меридиональном, направлении. Нижнеятулийские толщи развиты в основном в Сегозерской мульде и в северной части Северо-Онежского синклинория (см. рис. 2). По направлению к югу и юго-востоку они постепенно выклиниваются, и в центральной части ОС в основании протерозойского разреза скважинами вскрыты верхнеятулийские карбонатно-терригенные и эвапоритовые образования [Glushanin et al., 2011; Report..., 1991; Satsuk et al., 1988]. Людиковий и калевий распространены только в центральной и южной части Северо-Онежского синклинория. По направлению к югу докембрийские толщи ОС со структурным несогласием перекрыты породами вепися, выполняющими обособленную Южно-Онежскую синклиналь. Такое латеральное изменение разрезов палеопротерозоя позволяет предполагать постепенную южную миграцию депозцентра Онежского палеобассейна в ятулийско-веписийское время.

4. ТЕКТОНИКА ОНЕЖСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Северо-Онежский синклинорий имеет в плане дельтаобразное очертание и с юга надстроен овальной Южно-Онежской синклиналью, вытянутой в северо-западном направлении. Западным ограничением ОС служит субмеридиональная Койкарско-Выгозерская зона сдвига, которая на севере сочленена с сопряженной

с ней Кумсинской зоной, развитой вдоль северо-восточного крыла Северо-Онежского синклинория (см. рис. 1, 2).

Северо-Онежский синклинорий размером 120×150 км расположен в области веерообразной виргации (структура конского хвоста, имбрикационный веер) Центрально-Карельской зоны сдвига, ветви которой обрамляют ОС и осложняют его внутреннее строение [Kolodyazhny, 2002, 2006; Glushanin et al., 2011] (см. рис. 2). В обрамлении этой депрессии породы архейского фундамента образуют разноранговые куполообразные и линзообразные структуры, составляющие полузамкнутый пояс тектонических поднятий.

Наиболее ранние складчатые структуры синклинория – пологие складки С-СВ ориентировки. Крупная синклиналь такого рода реконструирована по характеру размещения калевийских образований (см. рис. 2). Аналогичные более мелкие конседиментационные складки (характерные изменения мощности осадков в крыльях синклиналей) выявлены на западе Северо-Онежской структуры [Voitovich, 1971]. Рассматриваемые складки осложнены наложенными зонами сдвига и складками северо-западного простирания [Kolodyazhny, 2006; Systra, 1991].

Структуры северо-западной ориентировки доминируют и определяют главный стиль тектоники Северо-Онежского синклинория. Этот стиль представлен в

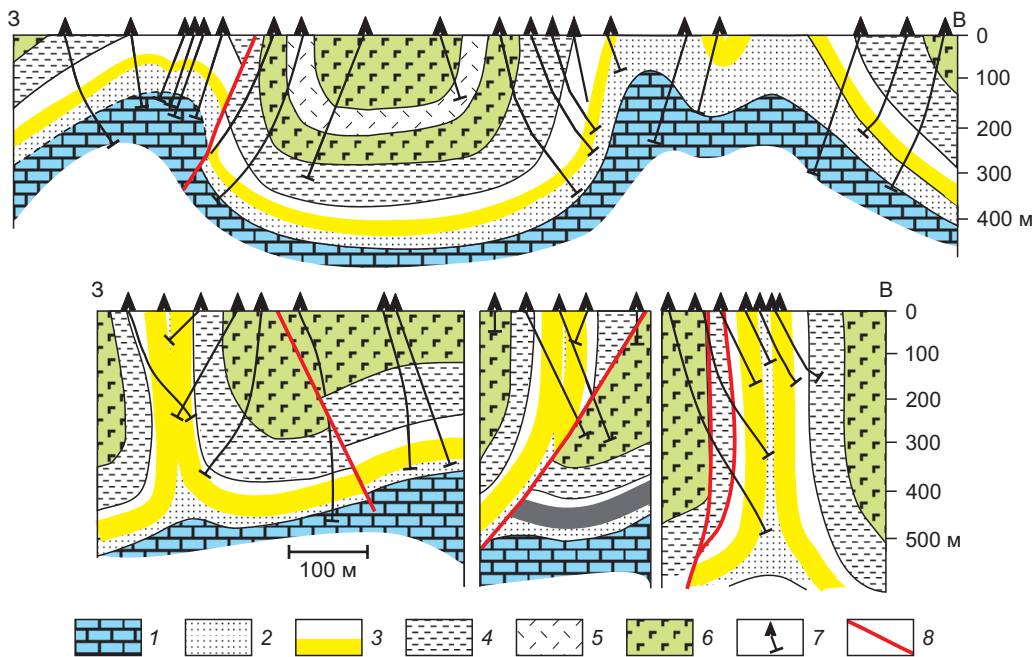


Рис. 4. Буровые профили через гребневидные и диапироподобные антиклинальные структуры Северо-Онежского синклинория [Report..., 1991].

1–3 – отложения верхнего ятулия: 1 – карбонатно-терригенные, 2 – песчаники, 3 – сланцы, алевролиты, известняки; 4–5 – шунгитсодержащие отложения людиковия (заонежская свита): 4 – терригенные, 5 – карбонатно-терригенные; 6 – силлы габбро-долеритов; 7 – скважины; 8 – разрывные нарушения.

Fig. 4. Drilling profiles through crest-like and diapire-like anticlinal structures of the North Onega synclinorium [Report..., 1991].

1–3 – deposits of the Upper Yatulian: 1 – carbonate-terrigenous, 2 – sandstones, 3 – shales, siltstones, limestones; 4–5 – Ludicovian shungite-bearing deposits (Zaonega formation): 4 – terrigenous, 5 – carbonate-terrigenous; 6 – gabbro-dolerite sills; 7 – boreholes; 8 – faults.

чередовании широких корытообразных синклиналей и узких линейно-гребневидных антиклиналей, локализованных в зонах сдвигов (рис. 4). Синклинали имеют широкие (6–12 км) слабодислоцированные днища и короткие крутые крылья. Антиклинали представляют собой гребневидные сжатые и изоклиналильные складки, иногда пережатые грибовидные и диапироподобные структуры с раскрывающимися наподобие цветка крыльями. Эти антиклинали осложнены паразитическими складками, взбросодвижениями и надвигами. Существенная сдвиговая составляющая нарушений подчеркнута диагонально-кулисным расположением дополнительных складок и удлиненных тел базитов, что указывает на локализацию гребневидных антиклиналей в зонах сдвига [Kolodyazhny, 2006; Report..., 1991]. Строение некоторых «антиформных» сдвиговых зон во многом сходно с транспрессионными структурами цветка.

В строении ядер гребневидных/диапироподобных антиклиналей участвуют маловязкие карбонатно-терригенные и эвапоритовые толщи ятулия, шунгитовые породы людиковия, а также архейские гранитогнейсы фундамента. В ядрах антиклиналей мощность слоев ятулия и людиковия значительно (в 2–4 раза) возрастает по сравнению с ядрами смежных синклиналей. Это свидетельствует о послонном пластическом перетекании маловязких пород в замковые части антиклиналей. В разрезе Северо-Онежской депрессии существует не менее трех горизонтов, подверженных хрупкопластическому течению, в результате которого проявилась их структурная дисгармония по отношению к смежным толщам. Это эвапориты и карбонатно-терригенные толщи ятулия, а также шунгитовые сланцы людиковия. Дисгармонично построенные пакеты слоистых комплексов ОС разделены зонами срыва (детачментами) [Glushanin et al., 2011].

Степень структурно-вещественной переработки пород в «антиформных» структурах сдвиговых зон чрезвычайно велика. Проявленные здесь мелкая складчатость, рассланцевание, катаклаз и брекчирование местами сопровождаются метасоматической альбит-карбонат-слюдистой минерализацией, K/Ar датировки которой сгруппированы в диапазонах 1900–1700, 1100–900, 150–100 млн лет [Polekhovskiy et al., 1995].

Южно-Онежская синклиналь размером 60×120 км сложена вепсийскими толщами, которые с угловым несогласием перекрывают складчато-разрывные структуры Северо-Онежской впадины (см. рис. 2). Южно-Онежская структура имеет относительно простое и асимметричное в разрезе строение. Падение пород на северо-восточном крыле синклинали пологое (10–12°, редко 20–25°), на юго-западном крыле – более крутое и достигает 70° в приразломных зонах. В центральной части депрессии породы лежат почти горизонтально. Южно-Онежскую синклиналь осложняют малоамплитудные разрывы, преимущественно сбросы и сбрососдвиги, субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания. Дополнительные складки

обычно пологие и весьма немногочисленны. Шире распространены мелкие (0.5–3.0 м) асимметричные складки подводного оползания [Kuznetsov et al., 2023].

Формирование Южно-Онежской впадины связано с финальными эпизодами карельской тектонической эры, когда происходил переход от складчатых деформаций свекофеннского этапа (1.90–1.87 млрд лет) к относительно спокойному платформенному тектоническому режиму [Systra, 1991].

5. ЗОНЫ СДВИГА КРАЕВЫХ ЧАСТЕЙ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

Зоны сдвига, ограничивающие ОС, являются главными ответвлениями Центрально-Карельской зоны в области ее веерообразной виргации. Это Койкарско-Выгозерская и Кумсинская зоны сдвига (см. рис. 2).

Койкарско-Выгозерская зона сдвига при ширине порядка 5–10 км прослежена в субмеридиональном направлении вдоль западной окраины ОС более чем на 100 км (рис. 5). В ее строении участвуют гранит-зеленокаменные комплексы архея и вулканогенно-осадочные толщи палеопротерозоя. Зона имеет линзовидное строение, обусловленное сочетанием конформных и диагональных разрывов высокого порядка. Тектонические линзы часто имеют сигмоидальный облик. Характерны элементы диагонально-кулисного расположения линзовидных тел, осевых поверхностей складок и второстепенных разрывов, представленных косыми (со сдвиговой составляющей) сбросами и взбросонадвигами. Позиция диагональных структур – палеопротерозойских складок, сбросов, надвигов и взбросов – указывает на правосдвиговые перемещения вдоль зоны (рис. 5).

В сегментах планарного изгиба Койкарско-Выгозерской зоны линзовидные структуры образуют системы декомпрессионных или компрессионных сдвиговых дуплексов в зависимости от конфигурации ступеней. Ярко выраженная правоступенчатая структура к западу от оз. Пальеозеро при правом сдвиге вдоль зоны образует декомпрессионный сдвиговый дуплекс. В его строении участвуют диагональные сдвиго-сбросы и куполообразные структуры. Расположенный севернее левоступенчатый изгиб маркирован диагональными взбросонадвиговыми структурами (рис. 5). В северной части Койкарско-Выгозерской зоны слоистые комплексы проточехла образуют узкосжатые синклинали, ориентированные диагонально или конформно по отношению к простиранию зоны.

Внутреннее строение декомпрессионного сдвигового дуплекса в районе оз. Пальеозеро осложнено серией куполовидных антиклиналей, в ядрах которых обнажены породы фундамента и сумийско-сариолийские образования. Одной из них является Койкарская куполообразная структура, имеющая в плане каплевидное очертание (рис. 5). Геолого-структурные исследования в пределах Койкарского купола позволили выявить кинематические стадии его развития [Kolodyazhny, 1999, 2006]. К концу неоархея в породах зеленокаменного

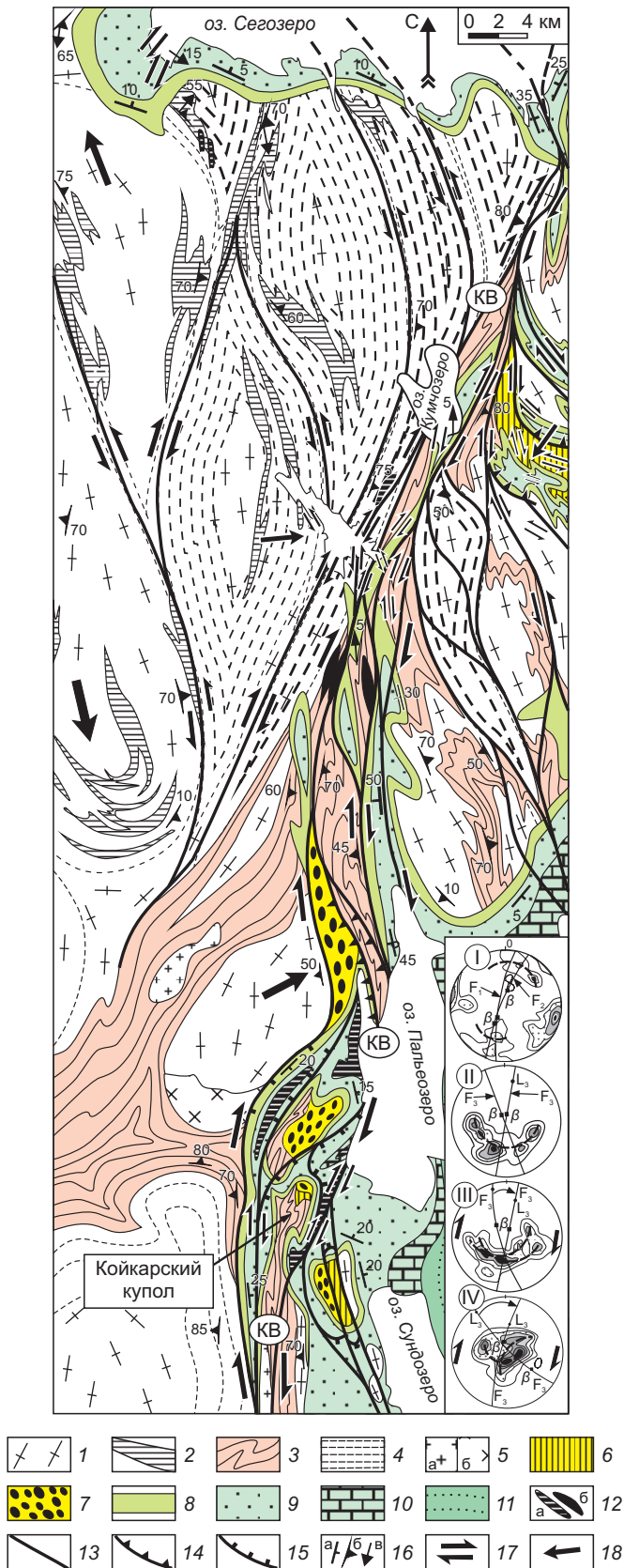


Рис. 5. Геолого-структурная схема Койкарско-Выгозерской зоны сдвига (с изменениями по [Voitovich, 1971; Kolodyazhny, 1999; Systra, 1991; Kharitonov, 1966]). Стереографические равноплощадные проекции на нижнюю планисферу полюсов сланцеватости и слоистости: I – сланцеватость архейских зеленокаменных комплексов (128 замеров,

изолинии 3-5-10-18-20 %), II – слоистость сумийских пород (48 замеров, изолинии 2-4-6-10-15 %), III – слоистость сариолийских пород (46 замеров, изолинии 1-5-12-15 %), IV – слоистость ятулийских пород (143 замера, изолинии 1-2-5-7-10-15 %). F_1 , F_2 и F_3 – осевые поверхности складок первой, второй и третьей генерации, L – их геометрические шарниры, β – ось складок. 1–5 – архейские комплексы: 1 – гнейсограниты, 2 – гнейсы, 3 – зеленокаменные, 4 – мигматит-граниты, 5 – граниты (а) и диориты (б); 6–12 – палеопротерозойские комплексы: 6 – сумийские, 7 – сариолийские, 8–9 – нижнеятулийские, 10 – верхнеятулийские, 11 – людиковийские, 12 – дайки и силлы габбро-долеритов (а) и ультрабазитов (б); 13–15 – разрывы: 13 – сдвиги, взбрососдвиги, 14 – надвиги, 15 – сбросы; 16 – элементы залегания слоистости (а), сланцеватости/гнейсовидности (б), линейности (в); 17–18 – направления перемещений свекофеннского этапа: сдвиговых (17) и горизонтальных для крупных объемов пород (18).

Fig. 5. Geological and structural scheme of the Koikary-Vygozero shear zone (modified based on [Voitovich, 1971; Kolodyazhny, 1999; Systra, 1991; Kharitonov, 1966]).

Stereographic equal-area projections on the lower planisphere of the poles of schistosity and bedding: I – schistosity of the Archean greenstone complexes (128 measurements, isolines 3-5-10-18-20 %), II – Sumian rock bedding (48 measurements, isolines 2-4-6-10-15 %), III – Sariolian rock bedding (46 measurements, isolines 1-5-12-15 %), IV – Yatulian rock bedding (143 measurements, isolines 1-2-5-7-10-15 %). F_1 , F_2 and F_3 – fold axial surfaces of the first, second and third generations, L – their geometric hinges, β – fold axes. 1–5 – Archean complexes: 1 – gneissic granites, 2 – gneisses, 3 – greenstone, 4 – migmatite granites, 5 – granites (a) and diorites (b); 6–12 – Paleoproterozoic complexes: 6 – Sumian, 7 – Sariolian, 8–9 – Lower Yatulian, 10 – Upper Yatulian, 11 – Ludicovian, 12 – gabbro-dolerite (a) and ultrabasic (b) dikes; 13–15 – faults: 13 – strike-slips, reverse-slips, 14 – thrusts, 15 – normal faults; 16 – dip and strike in rock strata (a), shistosity/gneissic banding (b), linearity (v); 17–18 – directions of the Svecofennian movements: strike-slip (17) and horizontal (18) for large volumes of rocks.

пояса была сформирована система линейных сжатых и изоклинальных цилиндрических складок F_1 , имеющих С-СВ ориентировку (рис. 5, I).

Последующее развитие левосторонних перемещений привело к формированию сдвигов и конических складок F_2 с крутопадающими шарнирами и планарной левосторонней асимметрией (рис. 5, I). Формирование сумийско-сариолийских рифтогенных структур сопровождалось развитием микститоподобных образований сариолия, маркирующих сбросовые эскарпы в бортах грабенов. После отложения ятулийского проточехла в результате свекофеннских деформаций имело место унаследованное развитие древних нарушений фундамента в условиях правосдвиговых перемещений. При этом были сформированы узкие зоны бластомилонитов и катаклазитов, системы магистральных и дополнительных (R, R', P) разрывов, трещины отрыва (Т), а также кинк-зоны и присдвиговые правосторонние планарно-асимметричные складки F_3 . В породах сумия и сариолия проявлены две системы сопряженных конических складок F_3 с осевыми плоскостями, образующими острый угол (рис. 5, II, III). В породах ятулия

развита куполообразная структура и осложняющие ее две системы сопряженных конических складок, ориентированных конформно и диагонально к простиранию главной зоны (рис. 5, IV). При этом ориентировка диагональных складок северо-западного простирания указывает на правый сдвиг вдоль Койкарско-Выгозерской зоны (рис. 5).

Таким образом, в пределах Койкарско-Выгозерской зоны выявлены сдвиговые перемещения, которые на ранней стадии (конец архея) имели левосторонний характер, а на поздней (палеопротерозой, свекофеннский этап) – правосторонний.

Кумсинская зона сдвига развита вдоль северо-восточного крыла ОС и составляет юго-восточное ответвление Центрально-Карельской зоны в области ее

веерообразной виргации (см. рис. 2). Северо-западный сегмент зоны отделен от центриклинали Северо-Онежского синклиория гранитогнейсовым Уницким куполом. На этом участке зона имеет синклинальное строение и достигает в ширину 5–10 км [Kolodyazhny, 2002, 2006; Korosov, 1991; Krats, 1963]. Кумсинская синклиналь – асимметричная структура, осложненная дополнительными складками, продольными и диагональными сдвигами, косыми взбросами и надвигами. Ее северное крыло крутое, иногда запрокинуто к югу, южное крыло – относительно пологое и осложнено субслоистыми надвигами юго-западной вергентности. Сумийско-сариолийские образования слагают главную синклиналь. Залегающие выше со структурным несогласием на образованиях сумия – сариолия и породах

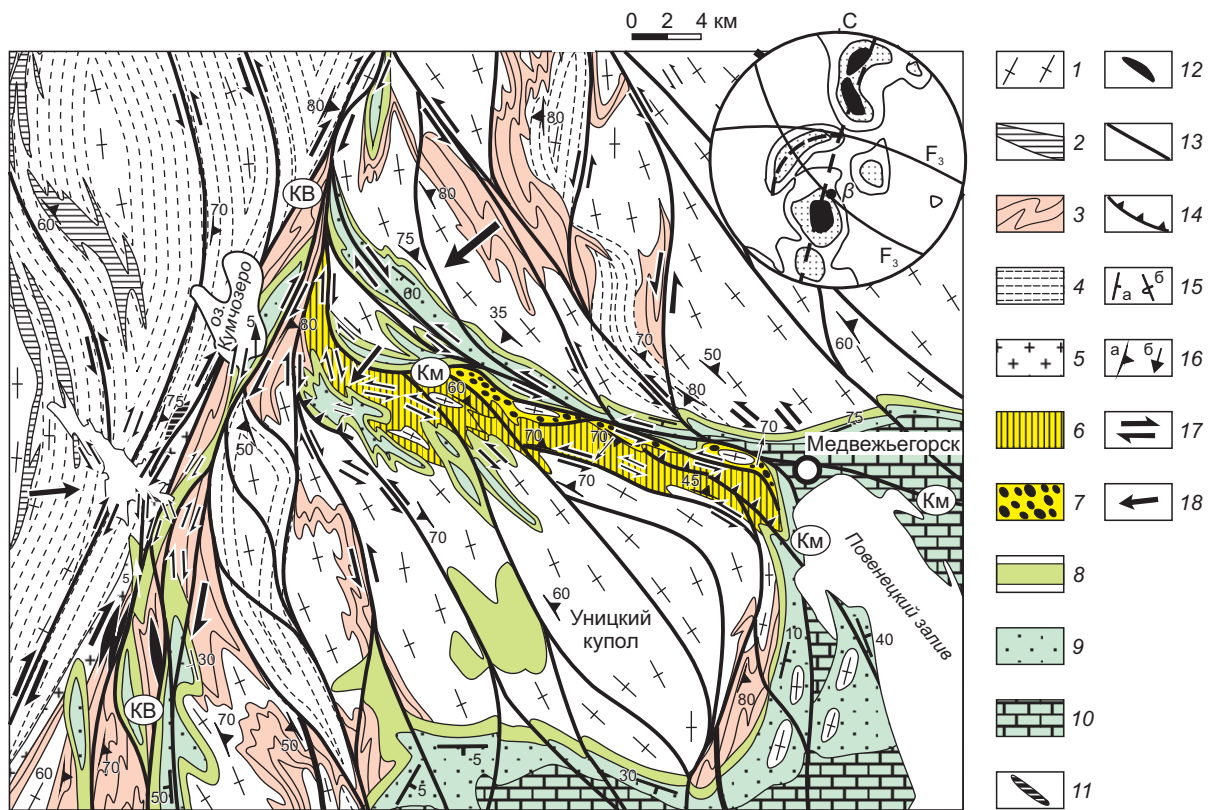


Рис. 6. Геолого-структурная схема Кумсинской зоны сдвига (с дополнениями по [Voitovich, 1971; Kolodyazhny, 2006; Korosov, 1991; Systra, 1991; Kharitonov, 1966]).

Стереографическая проекция полюсов слоистости сумийско-ятулийских пород (141 замер, изолинии 1-4-8 %). F_3 – осевые плоскости складок третьей генерации, β – ось складчатости. 1–5 – архейские комплексы: 1 – гнейсограниты, 2 – гнейсы, 3 – зеленокаменные, 4 – мигматит-граниты, 5 – граниты; 6–12 – палеопротерозойские комплексы: 6 – сумийские, 7 – сариолийские, 8–9 – нижнеятулийские, 10 – верхнеятулийские, 11 – габбро-долериты, 12 – ультрабазиты; 13–14 – разрывные нарушения: 13 – сдвиги и взбрососдвиги, 14 – надвиги; 15–16 – элементы залегания: 15 – слоистость нормальная (а) и опрокинутая (б), 16 – сланцеватость (а) и линейность (б); 17–18 – направления перемещений свекофеннского этапа: 17 – сдвиговых, 18 – горизонтальных.

Fig. 6. Geological and structural scheme of the Kumsa shear zone (after [Voitovich, 1971; Kolodyazhny, 2006; Korosov, 1991; Systra, 1991; Kharitonov, 1966]).

Stereographic projection of the stratification poles of the Sumian-Yatulian rocks (141 measurements, isolines 1-4-8 %). F_3 are the axial planes of the third-generation folds of the third generation, β is an axis of folding. 1–5 – Archaean complexes: 1 – gneissic granites, 2 – gneisses, 3 – greenstone, 4 – migmatite granites, 5 – granites; 6–12 – Paleoproterozoic complexes: 6 – Sumian, 7 – Sariolian, 8–9 – Lower Yatulian, 10 – Upper Yatulian, 11 – gabbro-dolerites, 12 – ultrabasic rocks; 13–14 – faults: 13 – strike-slips and reverse-slips, 14 – thrusts; 15–16 – dip and strike: 15 – normal (a) and inverted layering (b), 16 – schistosity (a) and linearity (b); 17–18 – directions for the Svecofennian movements: 17 – strike-slip, 18 – horizontal.

фундамента толщи ятулия слагают второстепенные синклинали, расположенные на крыльях главной синклинали диагонально к ее простиранию (рис. 6).

В приосевой части Кумсинской зоны сумийско-сариолийские толщи залегают круто и прорваны небольшими (0.1–3.0 км) диапироподобными телами (куполами) неоархейских гнейсогранитов [Kolodyazhny et al., 2000; Korosov, 1991; Krats, 1963; Leonov et al., 1996]. Гранитоидные ядра куполов имеют в плане линзовидные очертания и образуют цепочки вдоль простирания зоны. Купола обрамлены шлейфами микститоподобных образований и конгломератов сариолия, сформированных в процессе роста куполов в сариолийское время. Геохронологические данные, полученные по образцам бластомилонитов в гранитоидах купольных структур, дали следующие возрасты: K/Ar – 1830 ± 10 млн лет; Rb/Sr – 1670 ± 60 млн лет [Kolodyazhny, 2006]. Эти сведения указывают на длительный (сариолийское – свекофеннское время) период развития куполообразных структур.

Статистический анализ элементов залегания слоистости палеопротерозойских пород Кумсинской синклинали свидетельствует о наличии двух систем складок: запрокинутых к югу цилиндрических и конических структур, которые, вероятно, субсинхронны и соответствуют сопряженным складкам F_3 Койкарско-Выгозерской зоны (рис. 6, стереограмма). Синклинали, сложенные породами ятулия, расположены диагонально к общему простиранию Кумсинской зоны и образуют левые кулисно-эшелонированные системы, указывающие на левосдвиговые перемещения (рис. 6). Левые сдвиги северо-западного простирания пересекают Кумсинскую структуру, а также расположенный южнее Уницкий купол и проникают в палеопротерозойские комплексы Северо-Онежского синклинория [Kolodyazhny, 2002, 2006].

В позднем палеопротерозое на свекофеннском этапе деформаций развитие Кумсинской левосдвиговой зоны было сопряжено с Койкарско-Выгозерским правым сдвигом. При этом правостороннее перемещение вдоль последнего было динамически связано с выдвиганием к юго-западу блока фундамента, расположенного к северу от Кумсинской зоны, в результате чего эта синформная зона оказалась зажатой между северным блоком и расположенным с юга Уницким куполом (рис. 6). Рассмотренный северо-западный сегмент Кумсинской зоны был обособлен в свекофеннское время, а на более ранних стадиях (ранний ятулий) существовал единый Сегозерско-Онежский осадочный бассейн [Kolodyazhny, 2002, 2006; Makarikhin et al., 1995].

6. МАТЕРИАЛЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ потенциальных полей позволяет судить о глубинном строении ОС [Sharov, 2004; Morozov, 2010; Golod et al., 1983; Glushanin et al., 2011]. Гравиметрические данные показывают, что основание ОС сложено гранитоидами и гнейсогранитами с плотностью 2.65–2.68 г/см³, которые оказывают влияние лишь на общий

уровень гравитационного поля. Глубина залегания архейского фундамента в основании ОС оценивается приблизительно в 3 км, что согласуется с результатами бурения [Glushanin et al., 2011]. В региональном гравитационном поле Северо-Онежской структуре соответствует слабая положительная аномалия, осложненная аномалиями более высоких порядков. Интенсивные положительные аномалии отмечены в пределах Южно-Онежской синклинали, в центральной части Онежского озера и вдоль западного борта ОС. Полосовые локальные аномалии силы тяжести отражают структуру палеопротерозойских толщ ОС. Зонам сдвига и связанным с ними антиклиналям соответствуют узкие отрицательные гравитационные аномалии, что, вероятно, связано с разуплотнением пород в зонах тектонической дезинтеграции, а также составом пород в ядрах антиклиналей (карбонатно-терригенные и соленосные образования). Положительные гравитационные аномалии соответствуют корытообразным синклиналам, в которых сосредоточены большие объемы вулканитов и силлов основного состава.

Простирание осей магнитных аномалий совпадает с преобладающей северо-западной ориентировкой тектонических элементов ОС. Положительные магнитные аномалии сгруппированы вдоль осей «антиформных» сдвиговых зон, что, предположительно, отражает наличие рудных тел или сильномагнитных основных пород. Форма аномалий ΔT_a показывает, что магнитные тела в ядрах антиклиналей образуют кулисные системы, подчеркивая сдвиговую составляющую перемещений [Kolodyazhny, 2006; Report..., 1991].

Установленные в центральной части Южно-Онежской впадины магнитные и гравитационные аномалии соответствуют погребенной под осадками вепсия крупной интрузии основного состава, локализованной в зоне северо-восточной ориентировки на продолжении Бураковско-Кожозерской рифтогенной структуры [Glushanin et al., 2011; Ryazantsev, 2014].

Сейсмический профиль 1-ЕВ/МОВ-ОГТ пересекает северо-западную центриклиналь и проходит вдоль юго-западного крыла Северо-Онежского синклинория (см. рис. 2). В сейсмическом образе коры на профиле обособлены четыре слоя с различной структурой и интенсивностью отражений (рис. 7, а). К северу от ОС нижнекоровый слой (4) с интенсивными отражениями имеет субгоризонтальное залегание, а его подошва маркирует поверхность Мохо на глубине 40–43 км. В основании ОС граница Мохо испытывает многократные прерывания и в целом погружается к южной части структуры до глубины порядка 50 км. Нижнекоровый слой (4) при этом также испытывает погружение и разрыв на серию блоков с зубчатыми контурами (рис. 7, а, интервал 1000–1150 км). Несколько южнее слой 4 образует единое тело, которое в основании Свекофеннского аккреционного орогена представлено серией клинообразных пластин, погружающихся в мантию либо образующих чешуйчато-надвиговые структуры (рис. 7, а, 1160–1200 км). Совокупность верхнекоровых

покровов свекофеннид, надвинутых на КК, и этих пластин нижней коры представляет собой структуру типа «пасть крокодила» [Morozov, 2010].

В вышележащем слабо отражающем гомогенном слое (3) в основании южного сектора ОС отмечен сейсмически прозрачный «массив», окаймленный экзоконтактовой «рубашкой» пород с повышенной отражательной способностью (рис. 7, а, 1070–1150 км). Вероятно,

эта структура соответствует краевой части мантийного диапира (интрузии основного состава), центральная часть которого расположена юго-восточнее и обозначена гравитационной аномалией в центре Онежского озера.

В основании северной части ОС среднекоровый слой (2) с интенсивными отражениями составлен пакетом тектонических пластин и чешуй, образующих

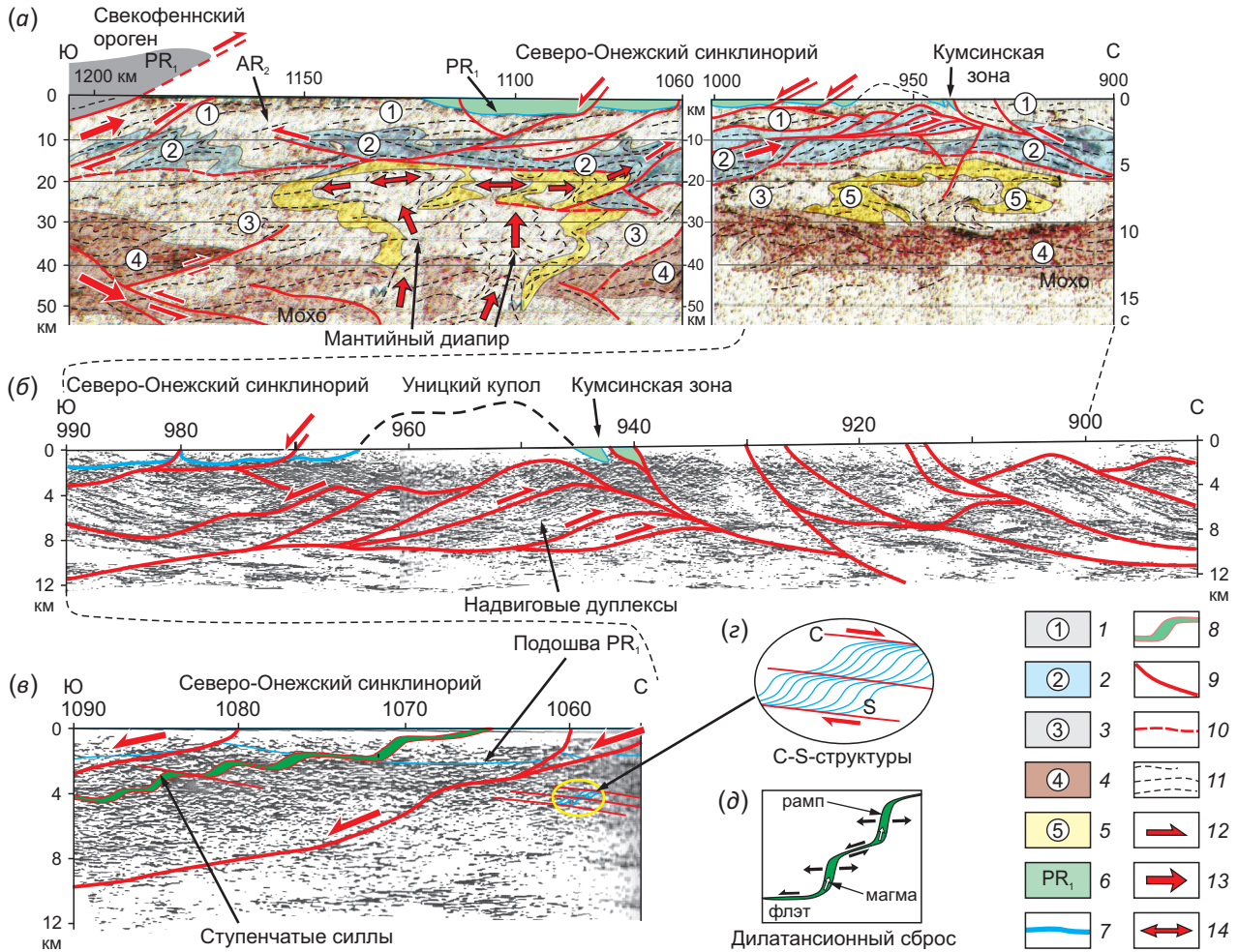


Рис. 7. Интерпретация сегмента сейсмического профиля 1-ЕВ, пересекающего Северо-Онежский синклиниорий (с изменениями по [Sharov, 2004; Morozov, 2010]).

(а) – сейсмопрофиль 1-ЕВ/МОВ-ОГТ; (б, в) – сейсмопрофиль 1-ЕВ/МДС, составленный по методике дифференциального суммирования; (г) – структурный рисунок отражений типа С-С – структуры; (д) – морфология ступенчатого силла, внедрившегося вдоль дилатансионного сброса. 1 – верхнекоровый слой с отражениями средней и слабой интенсивности; 2 – среднекоровый слой с отражениями высокой интенсивности; 3 – средненижнекоровый сейсмически «прозрачный» слой; 4 – нижнекоровый слой с отражениями высокой интенсивности; 5 – объемы пород с отражениями различной интенсивности в слое 3 (экзоконтактовые «рубашки» интрузий); 6 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 7 – подошва протерозоя; 8 – силлы базитов; 9 – разрывы; 10 – срывы/детачменты; 11 – системы отражений; 12–13 – направления перемещений: 12 – вдоль разрывов, 13 – объемного течения масс; 14 – направления растяжения.

Fig. 7. Interpretation of the segment of the 1-EV seismic profile crossing the North Onega synclinorium (after [Sharov, 2004; Morozov, 2010] with changes).

(а) – 1-EV/RWM-CDP seismic profile; (б, в) – 1-EV/DSM seismic profile based on the differential summation method; (г) – structural pattern of the C-S-type structure reflections; (д) – morphology of a stepped sill embedded along the dilatational normal fault. 1 – upper crustal layer with medium-to- low intensity reflections; 2 – mid-crustal layer with high intensity reflections; 3 – mid-to-lower crustal seismically "transparent" layer; 4 – lower crustal layer with high intensity reflections; 5 – volumes of rocks with reflections of varying intensity in layer 3 (excontact zones of intrusions); 6 – Paleoproterozoic volcano-sedimentary complexes; 7 – Proterozoic base; 8 – basic rock sills; 9 – faults; 10 – detachments; 11 – reflection systems; 12–13 – directions of movement: 12 – along the faults, 13 – of bulk mass flow; 14 – extension directions.

утолщенные структуры скупивания и надвигания в северном направлении (рис. 7, а, 1100–940 км). В интервале разреза 1070–1150 км, соответствующем предполагаемой наддиапировой области юга ОС, рассматриваемый слой, напротив, существенно утонен и осложнен глубинными надвигами, направленными в противоположные стороны от оси мантийного диапира. Верхнекорковый слой (1) с отражениями слабой интенсивности в основании ОС рассечен пологопадающими к югу нарушениями, которые сливаются с надвигами средней коры и интерпретируются как сбросы (см. ниже).

Сейсмический разрез 1-ЕВ/МДС, составленный по методике дифференциального суммирования, был использован для подробной характеристики структур верхней и средней коры в основании ОС (рис. 7, б, в) [Sharov, 2004]. В интервале разреза 940–960 км (Кумсинская зона и Уницкий купол) в пределах среднекорового слоя дешифрируется система надвиговых дуплексов северной вергентности, образующих утолщенное линзовидное тело – структуру нагнетания, выраженную на поверхности поднятием Уницкого купола (рис. 7, б, 940–960 км). Южнее, в тылу глубинных надвиговых дуплексов, в верхней коре дешифрируются падающие к югу пологие сбросы с характерными приразломными изгибами отражений, указывающими на сбросовые перемещения (рис. 7, б, в, 965–1090 км). Верхнекоровые сбросы часто имеют листрическую и ступенчатую конфигурацию, прослеживаются под всей ОС и проникают в выполняющие ее толщи палеопротерозоя.

На многих участках отмечено сгущение коротких отражающих площадок, образующих интерференционный рисунок пересечения ступенчатых и пологонаклонных поверхностей (рис. 7, в, 1060–1090 км). Эти мегаструктуры имеют морфологию, напоминающую С-С-структуры (рис. 7, г).

Полосы частых ступенеобразных отражений (S-поверхностей) выходят на поверхность в областях концентрированного развития базитовых силлов ОС. Это позволяет полагать, что внедрение мафитов происходило вдоль пологих ступенчатых сбросов, что подтверждено прямыми геологическими наблюдениями за ступенеобразной морфологией силлов, а также развитием тектонитов вдоль их контактов (см. рис. 3). Динамика сбросовых перемещений вдоль ступенчатых поверхностей с флэтами (сегменты выдавливания расплавов) и рампами предполагает раскрытие декомпрессионных полостей «всасывания» магмы в пределах рамповых изгибов и сопряженное проявление пологих зон скольжения – флэтов, сочленявших декомпрессионные рамповые «ловушки» (рис. 7, д).

7. ОБСУЖДЕНИЕ И АНАЛИЗ МАТЕРИАЛОВ

Рассмотренные выше материалы о геологическом строении ОС позволяют разработать модель ее эволюции. Для геодинамических реконструкций в качестве первостепенных выбраны следующие данные.

1. Осадочные серии ОС обычно разделены стратиграфическими несогласиями и сложены мелководно-

морскими, лагунными и континентальными отложениями. Их объем дополняют лавовые потоки и субвулканические тела (силлы, дайки) базитов, соответствующих формациям континентальных траппов и вулканических плато. За более чем 500 млн лет (ятулий – вепсий) эволюции ОС накопилось около 5000 м отложений. Пространственно-временные закономерности распределения вулканогенно-осадочных серий указывают на длительное периодическое прогибание Онежского бассейна, испытывавшего постепенную миграцию в южном направлении на протяжении ятулия – вепсия. Массовые излияния вулкаников и нарастание их объемов от ятулия к суйсарии, смена составов от толеитовых базальтов к высокомагнезиальным пикробазальтам указывают на режим длительного растяжения и высокую проницаемость земной коры с выносом к поверхности Земли мантийного вещества [Polekhovskiy et al., 1995]. При этом формирование ОС происходило во внутриконтинентальной обстановке без разрыва континентальной коры [Glushanin et al., 2011], а ее высокая проницаемость была обусловлена диссипативным растяжением («пластичный спрединг» по [Khain, Bozhko, 1988]).

2. Центральная-Карельская зона сдвига и ОС вместе с осложняющими ее системами краевых и внутренних дислокаций составляют единый динамически сопряженный структурный ансамбль. Тектонические нарушения ОС образуют имбрикационный веер в области виргации и затухания этой сдвиговой зоны. Пространственные сочетания сдвигов и впадин различного типа весьма распространены. В качестве аналогов можно рассматривать соотношения южной части палеозойского бассейна Иллинойс с областью виргации сдвиговой зоны Нью Мадрид [McBride, 1998; McBride, Nelson, 1999], грабенообразных впадин в области виргации Восточно-Калифорнийской зоны сдвига [Sims et al., 1999]. Крупнейшие зоны сдвигов (Левантский, Северо-Анатолийский, Мукуро-Чаманский и др.) в области прерывания образуют структурные рисунки «елочка» или «конский хвост» и трансформируются в системы сбросов или надвигов, расположенных по принципу динамопар [Kopp, 1997; Lukyanov, 1991].

3. Для Центрально-Карельской зоны отмечено постепенное уменьшение интенсивности деформаций и поперечного сплющивания структур с северо-запада на юго-восток [Kolodyazhny, 2002, 2006]. Это видно и в планарной конфигурации маркирующих данную зону палеопротерозойских синклиналильных структур, которые постепенно выполаживаются и раскрываются в юго-восточном направлении (см. рис. 1). В целом, зона сдвига сегментирована на области повышенной (на северо-западе) и относительно низкой (на юго-востоке, в районе ОС) компрессии.

Подобные закономерности свойственны зонам дислокаций, развивавшихся в связи с инденторными или ротационными ножницеобразными перемещениями блоков, расположенных в бортах сдвиговых зон [Kopp, 1997; Allerton, 1998; Carey, 1955]. С вращением массивов

пород, включающих в себя сегменты сдвиговых зон, часто связано изменение направлений перемещений вдоль последних. Кинематическая инверсия была установлена для Койкарско-Выгозерской зоны, что может быть объяснено ее вращением в стационарном поле напряжений из сектора, благоприятного для ранних левосторонних перемещений, к позиции предпочтительного развития правых сдвигов. Для объяснения этих закономерностей можно использовать версию о вращении Западно-Карельского блока и прилегающих к нему структур западной окраины ОС по часовой стрелке, что подробно рассмотрено в работе [Kolodyazhny, 2006].

4. Для Северо-Онежского синклиория характерны элементы тонкокожей тектоники, представленной в разрезе чередованием узких гребневидных антиклиналей и широких слабодислоцированных корытообразных синклиналей (см. рис. 4). При этом деформации избирательно сконцентрированы по отдельным «антиформным» зонам сдвига, имеющим морфологию транспрессионных структур цветка. Механизм формирования такой структуры синклиория не связан с объемным тангенциальным сжатием. Установленный факт перетекания маловязких пород из областей синклиналей в антиформные структуры указывает на то, что фактором передачи тектонической нагрузки являлись процессы горизонтального течения пластичных горизонтов и развития срывов/детачментов вдоль границ реологически контрастных слоев.

Дискретная складчатость и сопровождающий ее дисгармоничный срыв на границе фундамент/чехол – достаточно типичная ситуация тонкокожей тектоники. Для формирования гребневидной/диапироподобной складчатости первостепенное значение имеют процессы горизонтального течения пластичных горизонтов [Harris, Koyi, 2003; Koyi, Skelton, 2001; Schultz-Ela, Walsh, 2002; Sims et al., 1999]. Этот вывод подтверждает серия аналоговых экспериментов, моделирующих процессы течения и формирования диапироподобных складок в эвапоритах формации Парадок Национального парка Каньонленд [Schultz-Ela, Walsh, 2002]. Похожие модели представлены для бассейнов пулл-апарт. Они показывают, что при наличии пластичного слоя в основании этих структур в условиях сдвига образуются диапироподобные складки, возникающие в результате горизонтального течения и выжимания вещества пластичной подложки в зоны присдвиговой деструкции (разгрузки) верхних слоев модели [Sims et al., 1999].

5. Материалы сейсмопрофилирования показывают, что прогибание Онежской депрессии было связано с горизонтальным течением и оттоком глубинных геомасс из-под области впадины (рис. 7, а). Среднекоревый слой (2) в основании ОС в результате центробежного горизонтального течения масс испытал растяжение/утонение, что компенсировалось формированием в пределах данного слоя надвиговых дуплексов нагнетания и связанных с ними куполообразных поднятий в обрамлении ОС (рис. 7, б, Уницкий купол). В тылу

надвиговых дуплексов верхнекоревый слой (1) был подвержен компенсационному растяжению/прогибанию за счет развития пологих и листрических сбросов, сопряженных с зонами сдвига. С перемещениями вдоль листрических сбросов обычно связано антигетическое вращение блоков висячего крыла, что приводит к развитию асимметричных депрессий [Kopp, 2005]. Амплитуды сбросовых смещений в ОС были незначительны (первые десятки метров), но достаточны для формирования сбросовых эскарпов и связанных с ними асимметричных бассейнов. Развитие сбросов было динамически сопряжено со сдвигами в бортах ОС: правыми – вдоль Койкарско-Выгозерской зоны и левыми – вдоль Кумсинской зоны (см. рис. 2). Последовательная пропация сдвиговых нарушений и связанных с ними сбросов в южном направлении контролировала соответствующую миграцию депоцентра Онежского бассейна.

Во многом аналогичные компенсационные структурные парагенезы (глубинные надвиги – приповерхностные сбросы) отмечены в тектонических покровах Апеннин [Scisciani et al., 2002; Cello, Mazzoli, 1996]. В пределах Беломорского пояса также отмечены похожие соотношения надвигов и сбросов, что рассматривается как результат «обратного кинематического эффекта» [Morozov, 2002a].

Механизмы внедрения силлов в области ОС можно связать с развитием пологих ступенчатых сбросов, в рамповых сегментах которых происходило раскрытие декомпрессионных полостей «всасывания» магмы (рис. 7, д). Тектономагматические проявления такого типа во многом соответствуют структурам пулл-апарт и магматическим дуплексам (по [Tevelev Al.V., Tevelev Ark.V., 1997]). Аналогичные структуры известны в литературе как дилатансионные сбросы, которые, согласно результатам моделирования, могут контролировать перемещение флюидов и расплавов за счет дилатансионных эффектов в плоскости ступенчатого разрыва [Ferrill, Morris, 2003].

6. Результаты структурно-парагенетического анализа и изотопного датирования тектонитов свидетельствуют о длительном (неоархей – палеопротерозой) развитии сдвиговых зон Центральной Карелии [Kolodyazhny, 2006]. В сумийско-сариолийское время они контролировали развитие куполообразных структур и впадин типа пулл-апарт. В позднем ятулии в области имбрикационного веера Центрально-Карельской зоны обособилась Онежская депрессия, которая в дальнейшем последовательно мигрировала в южном направлении. Во второй половине лудиковия синхронно с излиянием лав пикробазальтов в пределах ОС сегменты Центрально-Карельской зоны, расположенные севернее, находились в условиях транспрессии, о чем свидетельствуют тектониты с Rb/Sr изохронным возрастом 2010 ± 80 млн лет [Kolodyazhny, 2006]. Миграция бассейнов к югу продолжалась и в калевии – вепсии. Следуя этой миграции, постепенно наращивалась в южных румбах область транспрессии, о чем позволяют

судить Rb/Sr и K/Ar изотопный возраст тектонитов на юге оз. Сегозеро (1870±90 млн лет), в Кумсинской зоне (1830±10 млн лет) и в центральной части Северо-Онежской впадины (около 1800–1700 млн лет) [Kolodyazhny, 2006; Polekhovskiy et al., 1995]. Таким образом, динамически связанные обстановки транспрессии (на севере) и транстенсии (на юге) в пределах Центрально-Карельской зоны испытывали сопряженную миграцию в южном направлении. Соответствующие им области, охваченные инверсией либо прогибанием, также испытывали сопряженную миграцию в южных румбах. Поверхности ранних сбросов в северной части ОС последовательно отмирали и испытывали транспрессионные, в том числе складчатые, деформации. Южнее зарождались новые пологие системы сбросов и соответствующие им бассейны, которых постигла участь предшественников в процессе латеральной миграции области транспрессии/инверсии осадочных бассейнов.

Развитие сдвигов и сопряженных с ними систем «сбрасывания и сбрасывания» характерно для зон латеральной экстррузии геомасс. Механизм «сбрасывания и сбрасывания» изучен на примерах структур Альпийского орогена [Mancktelow, Pavlis, 1994]. Лефонтинский купол, в ядре которого эксгумированы нижние Пеннинские покровы, развивался в области декомпрессионного сдвигового дуплекса транспрессионной Симплонской зоны сдвига за счет многократного сбрасывания и последующего смятия сбросовых сместителей в складки (рис. 8, а). Аналогичный механизм можно

предложить для куполообразных структур Койкарско-Выгозерской зоны западного борта ОС (см. рис. 5, Койкарский купол и др.). Также нельзя исключить вариант формирования куполовидных форм за счет интерференции разноориентированных систем складок, обнаруженных в толщах ятулия (по [Morozov, Gaft, 1985]).

Сходная реконструкция была предложена для тектонического окна Тауэрн на востоке Альп, развитие которого было связано с латеральной экстррузией геомасс, расположенных между двумя сдвигами с противоположным знаком смещения [Frisch et al., 2000; Mancktelow, Pavlis, 1994]. В межсдвиговом пространстве по механизму «сбрасывания и сбрасывания» формировались пологие сбросы, обеспечивавшие тектоническую эрозию верхних пластин и эксгумацию нижних Пеннинских покровов в тектоническом окне (рис. 8, б). Эта модель в наибольшей степени соответствует элементам тектоники ОС в целом и может быть сопоставлена с системой Уницкий купол – сбросы ОС – сдвиговые зоны в бортах ОС (см. рис. 2). Явления латеральной экстррузии обычно обусловлены воздействием жестких инденторов/ороклинов либо ротационно-инденторными движениями крупных блоков [Kopp, 1997; Carey, 1955].

7. В развитии Онежского бассейна большое значение имели мантийные плюмы, максимальная активность которых приурочена к интервалам времени 2.53–2.42 и 2.10–1.95 млрд лет [Morozov, 2010; Glushanin et al., 2011]. Локальное воздействие астеносферного ди-апира обусловило отток среднекоровых масс из-под

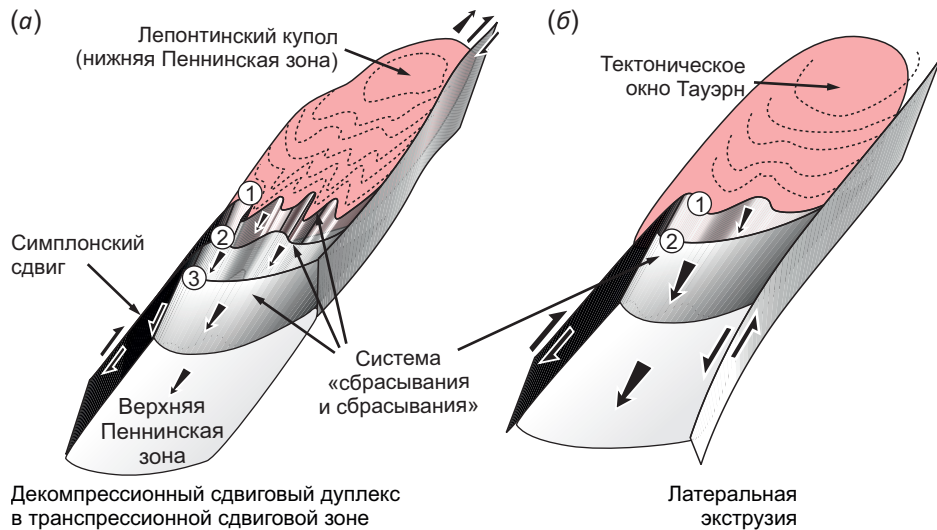


Рис. 8. Блок-диаграммы, иллюстрирующие механизмы формирования куполов и тектонических окон Альпийского пояса в результате сопряженного развития сдвигов и систем «сбрасывания и сбрасывания».

(а) – Лефонтинский купол – механизм транстенсионного изгиба в транспрессионной зоне сдвига; (б) – тектоническое окно Тауэрн – механизм латеральной экстррузии геомасс. Цифры на схемах показывают последовательность развития пологих сбросов (с изменениями по [Frisch et al., 2000; Mancktelow, Pavlis, 1994]).

Fig. 8. Block-diagrams illustrating mechanisms of the formation of domes and tectonic windows of the Alpine belt due to co-development of shears and systems of "faulting and faulting" systems.

(а) – Lephontine dome – mechanism of transensional bending in the transpressional shear zone; (б) – Tauern tectonic window – mechanism of geomass lateral extrusion. Numbers in diagrams show the sequence of development of low-angle normal faults (after [Frisch et al., 2000; Mancktelow, Pavlis, 1994]).

области депрессии. Следы проявления диапира видны на сейсмическом разрезе 1-ЕВ в основании ОС (см. рис. 7, а). Можно отметить следующую хронологическую последовательность тектономагматических событий рассматриваемого региона: 1) формирование сдвиговых зон в конце архея; 2) надплюмовый рифтогенез на фоне транстенсии (сумий – сариолий); 3) ротационно-инденторные перемещения геомасс и сегментация Центрально-Карельской зоны сдвига на области интенсивного сжатия и относительной декомпрессии с обособлением в пределах последней имбрикационного веера и связанного с ним Онежского надплюмового бассейна (ятулий – людиковий); 4) затухание в первую очередь магматических, а затем и тектонических режимов. В этой последовательности деформационные процессы предшествуют магматической надплюмовой активности и завершают ее. Можно полагать, что локализация астеносферного диапира в области ОС явилась следствием дискретных деформаций в земной коре согласно принципам пассивного рифтогенеза. Атрактором диапиризма при этом явились процессы растяжения коры в области имбрикационного веера Центрально-Карельской зоны сдвига.

Перечисленные особенности тектоники ОС отражают многообразные геодинамические режимы, которые проявлялись синхронно и комплементарно сочетались в пространстве, а также последовательно и закономерно сменялись во времени.

8. МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ОНЕЖСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Рассмотрим модель эволюции ОС, которая представлена в виде серии палеотектонических разрезов и блок-диаграммы, характеризующих главные этапы развития ОС, а также пространственные соотношения элементов ее тектоники (рис. 9, 10).

В неоархее к рубежу 2.68 млрд лет завершилось развитие субдукционно-аккреционной системы, включающей в себя Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс, развитый вдоль западной конвергентной окраины Ведлозерского блока [Svetov, 2005]. В результате коллизионных событий была сформирована мощная континентальная кора. На позднеколлизионной стадии в конце архея заложились зоны сдвига, которые частично унаследовали архейские шовные зоны; в частности, вдоль Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса обособилась Койкарско-Выгозерская зона сдвига.

В сумийское время (2.5–2.4 млрд лет) в условиях континентального рифтогенеза и транстенсии происходило становление мафит-ультрамафитовых интрузий и излияние лав андезибазальтов, заполнявших локальные грабены и бассейны пулл-апарт (см. рис. 9). В это время территория ОС и значительная часть КК испытывали подъем и интенсивную эрозию с формированием кор выветривания [Korosov, 1991]. Причиной сводового поднятия региона явилось зарождение мантийного плюма Виндибелт, размеры которого были

сопоставимы с восточной частью Балтийского щита [Kulikov et al., 2005].

В сариолийское время (2.4–2.3 млрд лет) магматическая активность прекратилась, но сдвиговые перемещения в условиях транстенсии продолжались и контролировали развитие грабенов и бассейнов типа пулл-апарт, в которых накапливались конгломераты и микститоподобные образования.

В ятулийское время (2.3–2.1 млрд лет) в пределах КК сформировался протоплатформенный осадочный чехол и проявился трапповый базальтовый магматизм, связанный с ятулийским суперплюмом [Glushanin et al., 2011]. В раннем ятулии область ОС представляла собой область размыва, а бассейновое осадконакопление происходило севернее (см. рис. 9, а). В позднем ятулии прогиб мигрировал к югу и начал формироваться Северо-Онежский бассейн с мелководным эвапоритовым и карбонатно-терригенным осадконакоплением (см. рис. 9, б). Процессы прогибания и миграции депрессии были сопряжены с развитием пологих ступенчатых сбросов, вдоль которых происходило внедрение базитовых расплавов (силлов), чему способствовало раскрытие декомпрессионных полостей «всасывания» магм в областях рамповых изгибов сместителей (см. рис. 9, б, врезка). Интенсивный силлогенез, связанный с развитием таких дилатансионных сбросов, проявлялся и в дальнейшем.

В людиковийское время (2.10–1.92 млрд лет) в пределах Северо-Онежской депрессии при активизации мантийного диапиризма был локально проявлен мафит-ультрамафитовый магматизм. В раннем людиковии накапливались шунгитсодержащие осадки с подчиненными потоками базальтов и их туфов (заонежская свита). Во второй половине людиковия происходило излияние пикробазальтов (суйсарская свита), сформировавших вулканическое плато. Вероятно, на этом этапе в связи с локализацией мантийного диапира в основании ОС начали проявляться процессы глубинного горизонтального течения, обусловившие отток среднекоровых масс из области депрессии к ее бортам. В результате этого сформировались среднекоровые «слепые» надвиги и зоны нагнетания/воздымания в виде надвиговых дуплексов в обрамлении ОС (см. рис. 9, в). Комплементарно с глубинными надвигами в верхней коре развивались структуры растяжения – пологие дилатансионные сбросы, сопряженные с зонами сдвига. Синхронно с развитием депрессии людиковийского времени северные сегменты Центрально-Карельской зоны находились в условиях транспрессии. Транспрессионная область постепенно мигрировала в южных румбах, что обеспечивало инверсию части прогиба и соответствующее смещение депоцентра Онежского бассейна.

В калевии (1.92–1.80 млрд лет) Северо-Онежский бассейн с молассоидным осадконакоплением еще более локализовался и сместился к югу (см. рис. 9, г). Этот этап соответствовал главной стадии свекофенских коллизионных событий, проявившихся, прежде всего,

на границе КК и Свектофеннского аккреционно-коллизийного орогена. В пределах ОС продолжала развиваться кинематическая ситуация, выявленная для людииковского времени. Северные сегменты Онежской депрессии испытали инверсию и воздымание, в результате чего в бассейн поступали обломки более древних пород из северной части ОС. Бассейн был асимметричным: вдоль его северного борта в основании сбросовых эскарпов накапливались грубообломочные отложения, а на южном пологом крыле – более тонкие терригенные осадки (см. рис. 9, г).

На этом этапе и в последующее веписькое время прогибание бассейна по-прежнему было обусловлено

компенсационным механизмом, связанным с оттоком среднекоровых масс к окраинам впадины и сопряженным с развитием пологих сбросов в верхней коре. В обрамлении депрессии формировались глубинные надвиговые дуплексы нагнетания и связанные с ними куполообразные поднятия (Уницкий и др.) (см. рис. 9, г). При отсутствии плюмовой активности эти явления, вероятно, были обусловлены наличием разогретых в области остывающего мантийного диапира пород пониженной вязкости, испытывавших перетекание к более холодным областям.

В веписькое время (1.80–1.75 млрд лет) на фоне затухающих сдвиговых и сбросовых перемещений

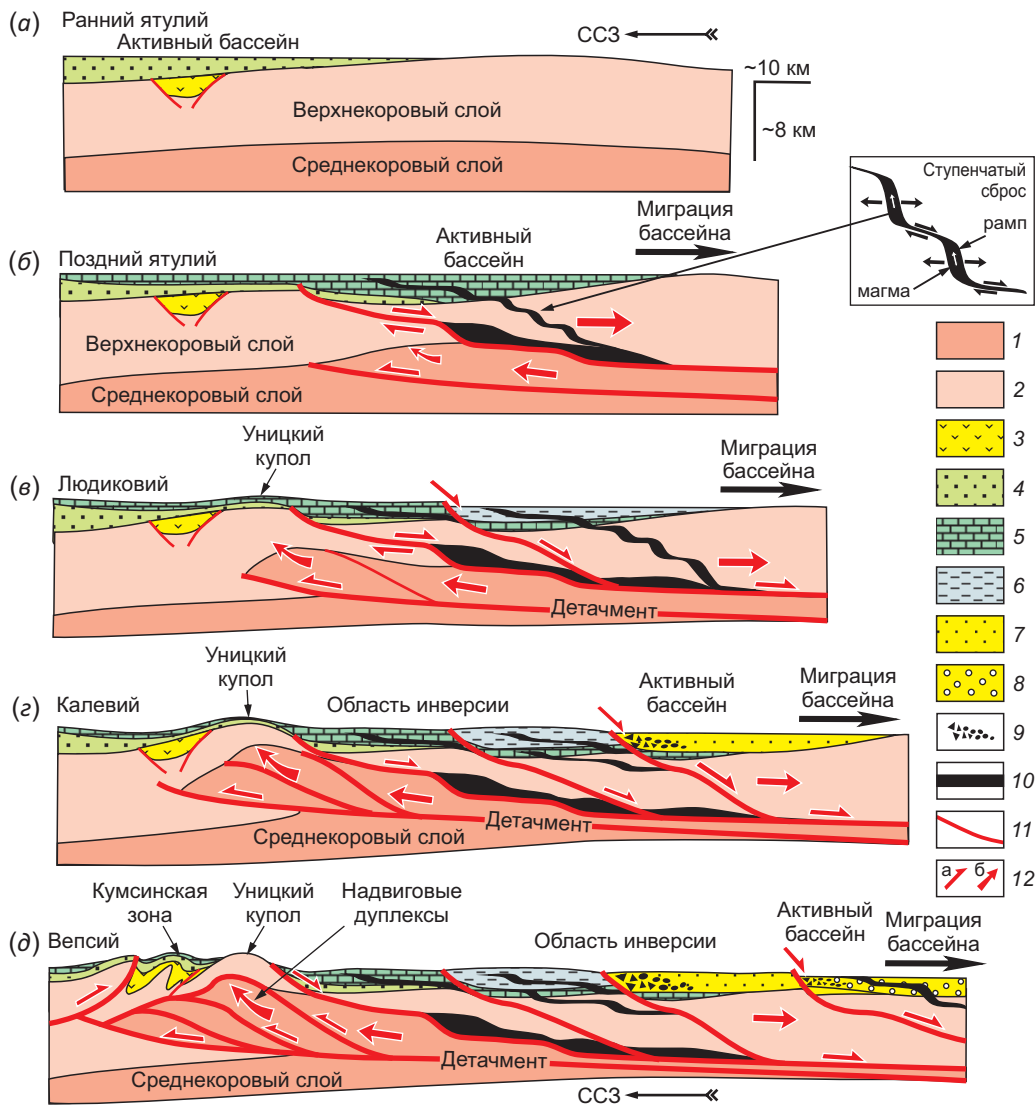


Рис. 9. Палеотектонические разрезы, отражающие стадии формирования Онежской депрессии. 1–2 – архейская континентальная кора среднего (1) и верхнего (2) уровня; 3–8 – палеопротерозойские комплексы: 3 – сумийско-сариолийские, 4 – раннеятулийские, 5 – позднеятулийские, 6 – людииковийские, 7 – калевийские, 8 – веписькие; 9 – грубообломочные отложения; 10 – массивы и силлы базитов; 11 – разрывы; 12 – направления перемещений по разломам (а) и объемного перераспределения геомасс (б).

Fig. 9. Paleotectonic sections reflecting the stages of formation of the Onega depression. 1–2 – Archean continental crust of the middle (1) and upper (2) levels; 3–8 – Paleoproterozoic complexes: 3 – Sumian-Sariolian, 4 – Lower Yatulian, 5 – Upper Yatulian, 6 – Ludickovian, 7 – Kalevian, 8 – Vepsian; 9 – coarse-grained deposits; 10 – basic massifs and sills; 11 – faults; 12 – directions of movement along the faults (a) and volumetric redistribution of geomasses (b).

свекофеннского этапа был сформирован Южно-Онежский бассейн, формированием которого завершилось активное развитие ОС (см. рис. 9, д). В бассейне накопились моласоидные и красноцветные терригенные осадки, а поставщиком обломочного материала был разветвленный седиментационный поток, дренировавший расположенные севернее части КК [Kuznetsov et al., 2023].

В обобщенном виде представления о пространственных соотношениях и динамических связях главных элементов тектоники ОС отражены на блок-диаграмме (рис. 10). Ведущее значение в развитии этого ансамбля структур имели сдвиговые перемещения вдоль Центрально-Карельской зоны, которые сопровождались вращением по часовой стрелке расположенного западнее нее крупного массива пород. В результате ротационно-инденторного воздействия этого массива Центрально-Карельская зона испытывала сегментацию на динамически сопряженные транспрессионные (на ССЗ) и транстенсионные (на ЮЮВ) области деформаций и явления латеральной экструзии. В пределах транстенсионного имбрикационного веера

последовательно формировались прогибы, составляющие ОС. Прогрессивное вращение западного блока по часовой стрелке способствовало наращиванию и миграции области транспрессии к ЮЮВ и соответствующему отступанию области транстенсии в том же направлении. Осадочные бассейны северной части ОС, оказываясь в условиях транспрессии, испытывали инверсию, а область транстенсии и активного прогибания отступала в южном направлении.

Условия растяжения коры в области имбрикационного веера способствовали обособлению головных частей мантийного плюма – астеносферных диапиров, с которыми было связано проявление магматизма в ОС. Термическое и объемное воздействие магм привело к центробежному оттоку среднекоровых масс из области депрессии к ее окраинам, где были сформированы структуры нагнетания – глубинные надвиговые дуплексы и связанные с ними куполообразные поднятия (рис. 10). Эти перемещения компенсировались растяжением в верхней коре за счет развития пологих дилатансионных сбросов (магмоподводящих каналов). Смещения вдоль пологих сбросов в области ОС

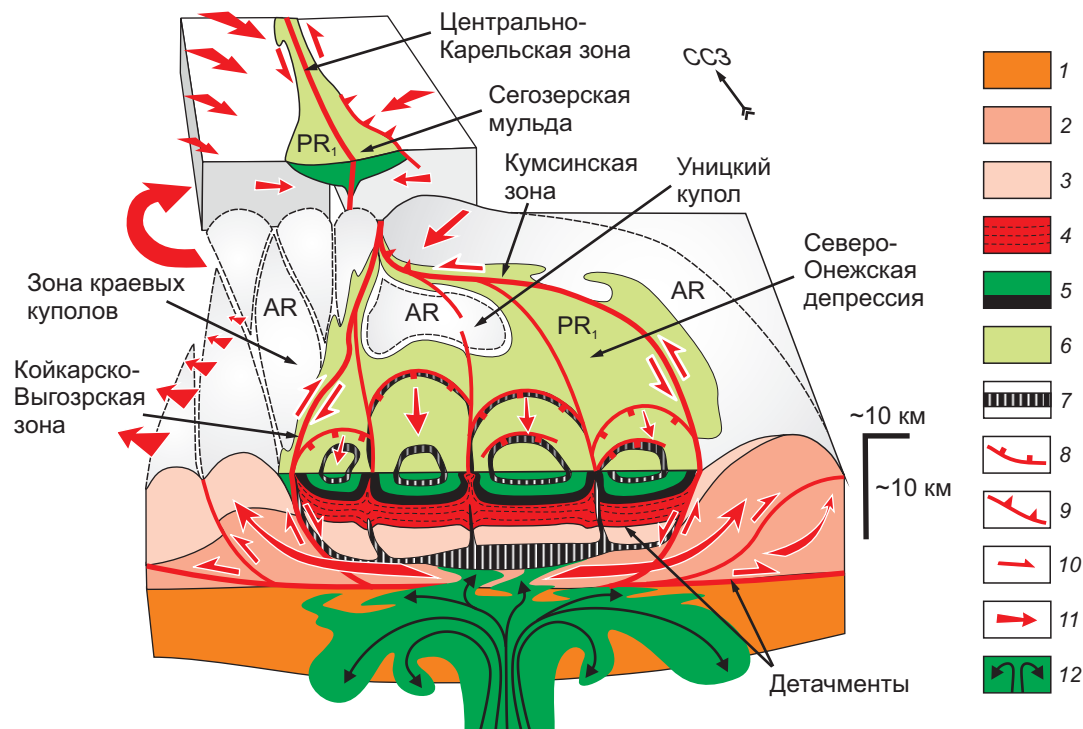


Рис. 10. Объемная модель Онежского синклиория, иллюстрирующая пространственные соотношения и динамическую связь различных геолого-структурных элементов.

1–3 – архейская континентальная кора нижнего (1), среднего (2) и верхнего (3) уровня; 4–7 – палеопротерозойские комплексы Онежской депрессии: 4 – нижние пластичные горизонты, испытавшие тектоническое течение, 5–6 – верхние компетентные тощи, 7 – sillы и интрузии базитов/ультрабазитов; 8 – пологие сбросы; 9 – надвиги; 10–11 – направления перемещений по разломам (10) и объемного перераспределения геомасс (11); 12 – астеносферный диапир.

Fig. 10. Volumetric model of the Onega synclinorium illustrating spatial and dynamic relationships between various geological and structural elements.

1–3 – Archean continental crust of the lower (1), middle (2) and upper (3) levels; 4–7 – Paleoproterozoic complexes of the Onega depression: 4 – lower ductile horizons that have experienced tectonic flow, 5–6 – upper competent horizons, 7 – basic/ultrabasic sills and intrusions; 8 – low-angle normal faults; 9 – thrusts; 10–11 – directions of movement along the faults (10) and volumetric redistribution of geomasses (11); 12 – asthenospheric diapir.

было сопряжено с праводвиговыми перемещениями в Койкарско-Выгозерской зоне и леводвиговыми – вдоль Кумсинского сдвига (рис. 10). Деструктивные процессы посредством развития пологих сбросов, согласно механизму простого сдвига [Sklyarov et al., 1997; Wernicke, 1985], релаксировали значительные нагрузки растяжения без разрыва континентальной коры. Поверхности ранних сбросов в северной части ОС последовательно отмирали и испытывали деформации по мере наращивания области транспрессии к югу. Южнее зарождались новые системы пологих сбросов и соответствующие им бассейны.

Наличие в пределах ОС горизонтов с низкой вязкостью способствовало многоярусному горизонтальному течению пород. Вдоль реологических разделов формировались детачменты, локализованные на границах коровых слоев, на контакте фундамент/проточехол и в пределах вулканогенно-осадочной призмы ОС. Зоны сдвиговых нарушений в области имбрикационного веера Центрально-Карельской зоны контролировали процессы выдавливания пластичных пород к поверхности, в результате чего были сформированы гребневидные и диапироподобные складки (рис. 10).

9. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренная модель объясняет причины длительного формирования ОС на протяжении всего палеопротерозоя в результате сопряженного взаимодействия различных геодинамических факторов. Процессы деструкции коры в области ОС способствовали проявлению конкретных форм плюмовой тектоники. Главным энергетическим фактором развития ОС являлся астеносферный диапиризм (апофизы плюма), но пространственная локализация диапиров и особенности их развития были связаны с тектонодинамическими факторами. Условия активного проявления сдвиговой тектоники и связанных с ней дискретных деформаций на юге КК привели в действие цепочку разнообразных компенсационных явлений.

Сдвиговые перемещения в Центрально-Карельской зоне, сопряженные с вращением крупного блока КК, в результате ротационно-инденторного механизма способствовали компенсационному сосуществованию областей транспрессии и транстенсии, а также явлениям латеральной экструзии в пределах зоны сдвига. Возникший таким образом сегмент деструкции коры в области транстенсионного имбрикационного веера рассматриваемой зоны длительное время испытывал растяжение и проседание, в результате чего сформировался Онежский прогиб. Относительная декомпрессия в пределах имбрикационного веера явилась стимулом развития и локализации астеносферных диапиров, проникание которых в коровые слои вызвало ряд компенсационных явлений: развитие глубинных надвигов, связанных с оттоком среднекоровых масс из области Онежской депрессии к ее окраинам, формирование систем пологих дилатансионных сбросов, компенсирующих надвиговые перемещения средней коры

и контролировавших особенности формирования и миграции бассейнов ОС, явления магматизма и силлогенеза. Многоярусное субгоризонтальное течение пород в основании ОС проявилось и внутри ее вулканогенно-осадочного разреза, что в соответствии с механизмами тонкокожей тектоники привело к развитию гребневидной и диапироподобной складчатости.

Данная модель не является законченной концепцией и может рассматриваться как результат некоторого обобщения имеющихся, прежде всего геолого-структурных, материалов, а также как стимул для дискуссий и повод для дальнейшего изучения уникальной Онежской структуры.

10. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают свою глубокую признательность М.Г. Леонову за инициирование исследований в пределах Онежского синклиория, дискуссии и рекомендации при изучении этой структуры, а также Ю.А. Морозову за ценные рекомендации при подготовке статьи.

11. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

С.Ю. Колодяжный – существенный вклад в замысел и дизайн исследования, сбор данных, анализ и интерпретация данных.

Н.Б. Кузнецов, А.В. Полещук, Д.С. Зыков и Е.А. Шалаева – эквивалентный вклад в критический пересмотр интеллектуального содержания исследования, подготовку текста и графики, окончательное одобрение варианта статьи для опубликования.

12. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

13. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Allerton S., 1998. Geometry and Kinematics of Vertical-Axis Rotations in Fold and Thrust Belts. *Tectonophysics* 299 (1–3), 15–30. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00196-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00196-6).
- Amelin Yu.V., Hearman L.M., Semenov V.S., 1995. U-Pb Geochronology of Layered Mafic Intrusions in the Eastern Baltic Shield: Implications for the Timing and Duration of Paleoproterozoic Continental Rifting. *Precambrian Research* 75 (1–2), 31–46. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00015-W](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00015-W).
- Artyushkov E.V., 1993. *Physical Tectonics*. Nauka, Moscow, 455 p. (in Russian) [Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 455 с.].
- Biske N.S., Romashkin A.E., Rychanchik D.V., 2004. Proterozoic Peperite Structures of the Lebeschina Site. In: *Geology and Mineral Resources of Karelia. Vol. 7*. Publishing House of the Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, p. 193–200 (in Russian) [Бискэ Н.С., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В. Протерозойские пеперит-структуры участка

Лебещина // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2004. Вып. 7. С. 193–200].

Carey S.W., 1955. The Orocline Concept in Geotectonics. *The Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania* 89, 255–288.

Cello G., Mazzoli S., 1996. Extensional Processes Driven by Large-Scale Duplexing in Collisional Regimes. *Journal of Structural Geology* 18 (10), 1275–1279. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)00054-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00054-5).

Ferrill D., Morris A.P., 2003. Dilational Normal Faults. *Journal of Structural Geology* 25 (2), 183–196. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00029-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00029-9).

Frisch W., Dunkl I., Kuhlemann J., 2000. Post-Collisional Orogen-Parallel Large-Scale Extension in the Eastern Alps. *Tectonophysics* 327 (3–4), 239–265. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00204-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00204-3).

Galdobina L.P., Mikhailyuk E.M., 1971. Lithology and Paleogeography of the Middle Proterozoic Sediments in Karelia. In: *Problems of the Precambrian Lithology*. Nauka, Leningrad, p. 21–31 (in Russian) [Галдобина Л.П., Михайлюк Е.М. Литология и палеогеография осадочных образований среднего протерозоя Карелии // Проблемы литологии докембрия. Л.: Наука, 1971. С. 21–31].

Gilyarova M.A., 1974. Stratigraphy and Structures of the Precambrian of Karelia and the Kola Peninsula. Publishing House of Leningrad State University, Leningrad, 218 p. (in Russian) [Гилярова М.А. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 218 с.].

Glushanin L.V., Sharov N.V., Shchiptsov V.V. (Eds), 2011. *Onega Paleoproterozoic Structure (Geology, Tectonics, Deep Structure and Minerageny)*. KSC RAS, Petrozavodsk, 431 p. (in Russian) [Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерогения) / Ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2011. 431 с.].

Golod M.I., Grishin A.S., Kischenko N.T., Klabukov B.N., Stenar M.M., 1983. The Structure of the Earth's Crust of the Southeastern Part of the Baltic Shield According to Geophysical Data. Nauka, Leningrad, 180 p. (in Russian) [Голод М.И., Гришин А.С., Кищенко Н.Т., Клабуков Б.Н., Стенарь М.М. Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. Л.: Наука, 1983. 180 с.].

Harris L.B., Koyi H.A., 2003. Centrifuge Modelling of Folding in High-Grade Rocks during Rifting. *Journal of Structural Geology* 25 (2), 291–305. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00018-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00018-4).

Heiskanen K.I., 1990. Paleogeography of the Baltic Shield in Karelian Time. KSC USSR Publishing House, Petrozavodsk, 126 p. (in Russian) [Хейсканен К.И. Палеогеография Балтийского щита в карельское время. Петрозаводск: Изд-во КНЦ АН СССР, 1990. 126 с.].

Khain V.E., Bozhko N.A., 1988. Historical Geotectonics. Precambrian. Nedra, Moscow, 382 p. (in Russian) [Хайн В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.].

Khain V.E., Lomize M.G., 1995. *Geotectonics and Fundamentals of Geodynamics*. Moscow State University, Moscow, 480 p. (in Russian) [Хайн В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ, 1995. 480 с.].

Kharitonov L.Ya., 1966. Structure and Stratigraphy of Karelides of the Eastern Baltic Shield. Nauka, Moscow, 360 p. (in Russian) [Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Наука, 1966. 360 с.].

King L., 1967. *Earth Morphology*. Progress, Moscow, 555 p. (in Russian) [Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.].

Kolodyazhny S.Yu., 1999. Structural Assemblages and Kinematics of the Koikar Shear Zone, Karelian Massif. *Geotectonics* 33 (6), 448–461.

Kolodyazhny S.Yu., 2002. Structural Assemblages and Kinematics of the Central Karelian Shear Zone (Baltic Shield). *Geotectonics* 2, 59–79 (in Russian) [Колодяжный С.Ю. Структурные парагенезы и кинематика Центрально-Карельской зоны сдвиговых деформаций (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 2. С. 59–79].

Kolodyazhny S.Yu., 2006. Structural and Kinematic Evolution of the South-Eastern Part of the Baltic Shield in the Paleoproterozoic. *GEOS*, Moscow, 332 p. (in Russian) [Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.].

Kolodyazhny S.Yu., Zikov D.S., Leonov M.G., Orlov S.Yu., 2000. The Evolution of Dome- and Shear-Type Structural Features of Northwestern Onega Area Kareliya Rock Massif. *Russian Journal of Earth Sciences* 2 (2), 135–151. <http://doi.org/10.2205/2000ES000039>.

Kopp M.L., 1997. Structures of Lateral Squeezing in the Alpine-Himalayan Collision Belt. *Nauchny Mir*, Moscow, 314 p. (in Russian) [Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизиином поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.].

Kopp M.L., 2005. Mobilistic Neotectonics of Platforms of Southeastern Europe. Nauka, Moscow, 340 p. (in Russian) [Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005. 340 с.].

Korosov V.I., 1991. Prejatulian Proterozoic Geology of the Eastern Baltic Shield (Sumian, Sariolian). KSC USSR Publishing House, Petrozavodsk, 118 p. (in Russian) [Корозов В.И. Геология дьятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск: Изд-во КНЦ АН СССР, 1991. 118 с.].

Koyi H.A., Skelton A., 2001. Centrifuge Modelling of the Evolution of Low-Angle Detachment Faults from High-Angle Normal Faults. *Journal of Structural Geology* 23 (8), 1179–1185. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)0185-1](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)0185-1).

Kozhevnikov V.N., 2000. Archean Greenstone Belts of the Karelian Craton as Accretionary Orogens. KSC RAS, Petrozavodsk, 223 p. (in Russian) [Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2000. 223 с.].

Kozhevnikov V.N., Berezhnaya N.G., Presnyakov S.L., Lepkhina E.N., Antonov A.V., Sergeev S.A., 2006. Geochronology (SHRIMP II) of Zircons from Archean Stratotectonic Associations of Karelian Greenstone Belts: Significance for Stratigraphic and Geodynamic Reconstructions. *Stratigraphy and Geological Correlation* 14, 240–259. <https://doi.org/10.1134/S0869593806030026>.

Krats K.O., 1963. *Geology of Karelides of Karelia*. Publishing House of the USSR Academy of Sciences, Moscow, Leningrad, 209 p. (in Russian) [Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 209 с.].

Kropotkin P.N., Valyaev B.M., Gafarov R.A., Solovieva I.A., Trapeznikov Yu.A., 1971. *Deep Tectonics of Ancient Platforms of the Northern Hemisphere*. Nauka, Moscow, 392 p. (in Russian) [Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А., Соловьева И.А., Трапезников Ю.А. Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М.: Наука, 1971. 392 с.].

Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V., Koptev-Dvornikov E.V., Zudin A.I., 2005. Role of Deep-Seated Differentiation in Formation of Paleoproterozoic Sinegorie Lava Plateau of Komatiite Basalts, Southeastern Fennoscandia. *Petrology* 13 (5), 469–488.

Kulikov V.S., Kulikova V.V., Lavrov B.S., Sokolov S.Ya., Pisarevsky S.A., Puchtel I.S., 1999. *The Proterozoic Suisar' Picrite-Basalt Complex in Karelia (Key Section and Petrology)*. Publishing House of the Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, 96 p. (in Russian) [Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С., Соколов С.Я., Писаревский С.А., Пухтель И.С. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 1999. 96 с.].

Kulikov V.S., Kulikova V.V., Polin A.K., 2017a. New Chronostratic Scheme of South-Eastern Fennoscandia and Its Use in the Preparation of Small-Scale Geological Maps of the Precambrian Regions. *Proceedings of Higher Educational Establishments. Geology and Exploration* 5, 5–12 (in Russian) [Куликов В.С., Куликова В.В., Полин А.К. Новая хроностратиграфическая схема Юго-Восточной Фенноскандии и ее использование при составлении мелкомасштабных геологических карт докембрийских регионов // Известия вузов. Геология и разведка. 2017. № 5. С. 5–12].

Kulikov V.S., Svetov S.A., Slabunov A.I., Kulikova V.V., Polin A.K., Golubev A.I., Gorkovets V.Ya., Ivashchenko V.I., Gogolev M.A., 2017b. *Geological Map of Southeastern Fennoscandia in Scale 1:750000: A New Approach to Map Compilation. Iss. 2. Proceedings of KSC RAS*, p. 3–41 (in Russian) [Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И., Куликова В.В., Полин А.К., Голубев А.И., Горьковец В.Я., Иващенко В.И., Гоголев М.А. Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750000: новые подходы к составлению // Труды КНЦ РАН. 2017. № 2. С. 3–41]. <https://doi.org/10.17076/geo444>.

Kuznetsov N.B., Kolodyazhnyi S.Yu., Romanyuk T.V., Strashko A.V., Baluev A.S., Terekhov E.N., Mezhelovskaya S.V., Dubensky A.S., Sheshukov V.S., 2023. On the Time and Conditions of Formation of the Shoksha Quartzite-Sandstones of the

South Onega Depression Based on the New Data from Isotope Geochronology. *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (1), 0685 (in Russian) [Кузнецов Н.Б., Колодяжный С.Ю., Романюк Т.В., Страшко А.В., Балуюев А.С., Терехов Е.Н., Межеловская С.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С. О времени и условиях формирования шокшинских кварцитопесчаников Южно-Онежской впадины в свете новых данных изотопной геохронологии // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 1. 0685]. <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-1-0685>.

Leonov M.G., 2004. *The Onega and Michigan Basins: Comparative Geodynamics and the Origin of Negative Intraplatform Morphostructures*. *Geotectonics* 3, 31–54 (in Russian) [Леонов М.Г. Онежская мульда и Мичиганский бассейн: сравнительная геодинамика и образование внутриплитных отрицательных морфоструктур // Геотектоника. 2004. № 3. С. 31–54].

Leonov M.G., Kolodyazhny S.Yu., Somin M.L., 1996. On the Tectonic Mobility of Crystalline Basement Rocks in the Cores of Anticlinal Folds of the Northern Prionezhye (Baltic Shield). *Geotectonics* 1, 22–32 (in Russian) [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].

Leonov M.G., Kolodyazhny S.Yu., Zыkov D.S., Poleshchuk A.V., 2003. *Tectonics of the Onega Trough. Part 1: Features of the Geological Structure. Proceedings of Higher Educational Establishments. Geology and Exploration* 1, 3–11 (in Russian) [Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Полещук А.В. Тектоника Онежской мульды. Статья 1: Особенности геологического строения // Известия вузов. Геология и разведка. 2003. № 1. С. 3–11].

Levchenkov O.A., Lobach-Zhuchenko S.B., Sergeev S.A., 1989. *Geochronology of the Karelian Granite-Greenstone Area*. In: L.K. Levskii, O.A. Levchenkov (Eds), *Precambrian Isotope Chronology*. Nauka, Leningrad, p. 63–72 (in Russian) [Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области // Изотопная геохронология докембрия / Ред. Л.К. Левский, О.А. Левченков. Л.: Наука, 1989. С. 63–72].

Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Levskii L.K., Kovalenko A.V., 2000. *Archean Terranes in Karelia: Geological and Isotopic-Geochemical Evidence*. *Geotectonics* 34 (6), 452–466.

Lower Precambrian Stratigraphic Scale of Russia, 2002. *Explanatory Note*. KarRS RAS, Apatity, 13 p. (in Russian) [Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России: Объяснительная записка. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 13 с.].

Lukyanov A.V., 1991. *Plastic Deformation and Tectonic Flow in the Lithosphere*. Nauka, Moscow, 144 p. (in Russian) [Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.].

Makarikhin V.V., Medvedev P.V., Satsuk Yu.I., 1995. *Subdivision and Correlation of the Jatulian of the Stratotypical Area (Lower Proterozoic Karelia)*. In: *Outlines of Precambrian Geology of Karelia*. IG KarRS RAS, Petrozavodsk,

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

Mancktelow N.S., Pavlis T.L., 1994. Fold-Fault Relationships in Low-Angle Detachment Systems. *Tectonics* 13 (3), 668–685. <https://doi.org/10.1029/93TC03489>.

McBride J.H., 1998. Understanding Basement Tectonics of an Interior Cratonic Basin: Southern Illinois Basin, USA. *Tectonophysics* 293 (1–2), 1–20. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00081-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00081-X).

McBride J.H., Nelson W.J., 1999. Style and Origin of Mid-Carboniferous Deformation in the Illinois Basin, USA – Ancestral Rockies Deformation? *Tectonophysics* 305 (1–3), 249–273. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00015-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00015-3).

Melezhik V.A., Prave A.R., Hanski E.J., Fallick A.E., Lepland A., Kump L.R., Strauss H. (Eds), 2013. Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Vol. 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. Springer, Berlin, Heidelberg, 490 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-29682-6>.

Mints M.V., Eriksson P.G., 2016. Secular Changes in Relationships between Plate-Tectonic and Mantle-Plume Engendered Processes during Precambrian Time. *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (2), 173–232 (in Russian) [Минц М.В., Эрикссон П.Г. Длиннопериодные изменения в соотношении процессов тектоно-плитного и мантийно-плюмбового происхождения в докембрии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 2. С. 173–232]. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-2-0203>.

Morozov A.F. (Ed.), 2010. Deep Structure, Evolution and Mineral Resources of the Early Precambrian Basement of the East European Platform: Interpretation of Materials for Profiles 1-EB, 4B and TATSES. Vol. 2. Iss. 4. GEOKART, GEOS, Moscow, 400 p. (in Russian) [Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-EB, профилям 4B и TATSEЙ / Ред. А.Ф. Морозов. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. Т. 2. Вып. 4. 400 с.].

Morozov Yu.A., 2002a. An Inverse Kinematic Effect of Thrusting and Its Structural and Tectonic Implications. *Doklady Earth Sciences* 384 (4), 382–384.

Morozov Yu.A., 2002b. Structure-Formation Function of Transpression and Transtension. *Geotectonics* 36 (6), 431–450.

Morozov Yu.A., Gaft D.E., 1985. On the Nature of Granite-Gneiss Domes in the Northern Ladoga Region. In: V.V. Ez (Ed.), Structure and Petrology of the Precambrian Complexes. Publishing House of the Institute of the Physics of the Earth of the USSR Academy of Sciences, Moscow, p. 3–120 (in Russian) [Морозов Ю.А., Гафт Д.Е. О природе гранитогнейсовых куполов Северного Приладожья // Структура и петрология докембрийских комплексов / Ред. В.В. Эз. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. С. 3–120].

Negrutsa V.Z., 1984. Early Proterozoic Stages of Development of the Eastern Baltic Shield. Nedra, Leningrad,

270 p. (in Russian) [Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.].

Negrutsa V.Z., 2011. Stratigraphy Aspects of the Lower Precambrian in Russia (Historical-Methodological Analysis). *Lithosphere* 1, 3–19 (in Russian) [Негруца В.З. Проблемы стратиграфии нижнего докембрия России (историко-методологический анализ) // Литосфера. 2011. № 1. С. 3–19].

Novikova A.S., 1975. Metabasite Zones in the Foundation of the East European Platform. Nauka, Moscow, 152 p. (in Russian) [Новикова А.С. Зоны metabазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975. 152 с.].

Polekhovsky Yu.S., Golubev A.I., 1989. Ludikovian Supra-Horizon of the Onega Trough. In: Problems of Stratigraphy of the Lower Proterozoic of Karelia. Karelian Branch of the USSR Academy of Sciences, Petrozavodsk, p. 106–117 (in Russian) [Полеховский Ю.С., Голубев А.И. Людиковийский надгоризонт Онежского прогиба // Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1989. С. 106–117].

Polekhovsky Yu.S., Tarasova M.P., Nesterov A.R., 1995. Noble-Metal Mineralization of Complex-Ore Deposits within the Precambrian Black Schists of Zaonega Formation, Karelia. In: S.I. Rybakov, A.I. Golubev (Eds), Abstracts of the Regional Symposium "Noble Metals and Diamonds of the Northern European Russia" and Scientific-Practical Conference "The Problems of Development of Mineral Resource Base of Platinum Metals in Russia". Publishing House of the Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, p. 85–87 (in Russian) [Полеховский Ю.С., Тарасова М.П., Нестеров А.Р. Благороднометалльная минерализация месторождений комплексных руд в докембрийских черных сланцах Заонежья Карелии // Тезисы докладов регионального симпозиума «Благородные металлы и алмазы севера европейской части России» и научно-практической конференции «Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов России» / Ред. С.И. Рыбаков, А.И. Голубев. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 1995. С. 85–87].

Poleshchuk A.V., 2006. Konchezersky Sill: Relationship with Hosts and the Mechanism of Implementation (Onega Trough). *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series* 81 (3), 3–11 (in Russian) [Полешчук А.В. Кончезерский силл: взаимоотношение с вмещающими породами и механизм внедрения (Онежская мульда) // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2006. Т. 81. № 3. С. 3–11].

Poleshchuk A.V., 2007. Paleoproterozoic Breccia-Like Rocks (Peperites) North-Onega Trough of the Baltic Shield. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series* 82 (6), 27–46 (in Russian) [Полешчук А.В. Палеопротерозойские брекчиевидные породы (пепериты) Северо-Онежской мульды Балтийского щита // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2007. Т. 82. № 6. С. 27–46].

Puchtel I.S., Bogatkov O.A., Kulikov V.V., Kulikova V.V., Zhuravlev D.Z., 1995. Role of Crustal and Mantle Sources

in the Petrogenesis of Continental Magmatism: Isotopic-Geochemical Data on the Early Proterozoic Picrites of the Onega Plateau, Baltic Shield. *Petrology* 3 (4), 397–419 (in Russian) [Пухтель И.С., Богатиков О.А., Куликов В.В., Куликова В.В., Журавлев Д.З. 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].

Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W., 1999. 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 and Planetary Science Letters* 170 (4), 447–461. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00118-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00118-1).

Report of the Central Karelian Expedition No. 32 on the Results of Search and Evaluation Work in 1988–1990 on Zaonezhskaya and Unitskaya Squares, 1991. *Soyuzgeologorazvedka, Chebino*, 512 p. (in Russian) [Отчет Центрально-Карельской экспедиции № 32 о результатах поисковых и поисково-оценочных работ в 1988–1990 г. на Заонежской и Уницкой площадях. Чебино: Союзгеологоразведка, 1991. 512 с.].

Ryazantsev P.A., 2014. Geological Nature of Gravity and Magnetic Anomalies within the South Onega Trough. In: *Geology and Mineral Resources of Karelia. Iss. 17*. Publishing House of the Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, p. 110–117 (in Russian) [Рязанцев П.А. Геологическая природа аномалий магнитного и гравитационного поля в пределах Южно-Онежской мульды // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2014. Вып. 17. С. 110–117].

Satsuk Yu.I., Makarikhin V.V., Medvedev P.V., 1988. *Geology of the Yatulia of the Onego-Segozersky Watershed*. Nauka, Leningrad, 96 p. (in Russian) [Сацук Ю.И., Макарихин В.В., Медведев П.В. Геология ятулия Онего-Сегозерского водораздела. Л.: Наука, 1988. 96 с.].

Schultz-Ela D.D., Walsh P., 2002. Modeling of Grabens Extending above Evaporites in Canyonlands National Park, Utah. *Journal of Structural Geology* 24 (2), 247–275. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00066-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00066-9).

Scisciani V., Tavarnelli E., Calamita F., 2002. The Interaction of Extensional and Contractual Deformations in the Outer Zones of the Central Apennines, Italy. *Journal of Structural Geology* 24 (10), 1647–1658. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00164-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00164-X).

Sharkov E.V., 1984. Continental Rift Magmatism of the Lower Proterozoic of the Karelo-Kola Region. *Geotectonics* 2, 37–50 (in Russian) [Шарков Е.В. Континентальный рифтовый магматизм нижнего протерозоя Карело-Кольского региона // *Геотектоника*. 1984. № 2. С. 37–50].

Sharkov E.V., Bogatnikov O.A., Krasivskaya I.S., 2000. The Role of Mantle Plumes in the Early Precambrian Tectonics of the Eastern Baltic Shield. *Geotectonics* 34 (2), 85–105.

Sharov N.V. (Ed.), 2004. *Deep Structure and Seismicity of the Karelian Region and Its Margins*. Publishing House of the Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, 353 p.

(in Russian) [Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамление / Ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2004. 353 с.].

Sims D., Ferrill D.A., Stamatakos J.A., 1999. Role of a Ductile Decollement in the Development of Pull-Apart Basins: Experimental Results and Natural Examples. *Journal of Structural Geology* 21 (5), 533–554. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00010-3](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00010-3).

Sklyarov E.V., Mazukabzov A.M., Melnikov A.I., 1997. *Metamorphic Core Complexes of the Cordillera Type*. Publishing House of SPC UIGGM SB RAS, Novosibirsk, 182 p. (in Russian) [Склярков Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во ИНИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. 182 с.].

Sokolov V.A. (Ed.), 1973. *Stages of Tectonic Development of Precambrian Karelia*. Nauka, Leningrad, 175 p. (in Russian) [Этапы тектонического развития докембрия Карелии / Ред. В.А. Соколов. Л.: Наука, 1973. 175 с.].

Sokolov V.A. (Ed.), 1987. *Geology of Karelia*. Nauka, Leningrad, 231 p. (in Russian) [Геология Карелии / Ред. В.А. Соколов. Л.: Наука, 1987. 231 с.].

Sokolov V.A., Galdobina L.P., Ryleev A.V., Satsuk Yu.I., Svetov A.P., Heiskanen K.I., 1970. *Geology, Lithology and Paleogeography of the Yatulian Rocks of the Central Karelia*. Karelia Publishing House, Petrozavodsk, 366 p. (in Russian) [Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970. 366 с.].

Svetov A.P., 1979. *Platform Basaltic Volcanism of the Karelian Karelides*. Nauka, Leningrad, 208 p. (in Russian) [Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.].

Svetov A.P., Sviridenko L.P., 1991. *Magmatism of Suture Zones of the Baltic Shield*. Nauka, Leningrad, 199 p. (in Russian) [Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, 1991. 199 с.].

Svetov S.A., 2005. *Magmatic Systems of the Ocean – Continent Transition Zone in the Archean of the Eastern Part of the Fennoscandian Shield*. Publishing House of the Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, 230 p. (in Russian) [Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2005. 230 с.].

Svetov S.A., Golubev A.I., Stepanova A.V., Kulikov V.S., Gogolev M.A., 2015. Archean and Paleoproterozoic Complexes of the Central Karelia: Geological Excursion on the Route Petrozavodsk City – Konchezero Lake – Marcial Waters Health Resort – Girvas Rural Settlement – Koikary Village – Kivach Falls – Petrozavodsk City. In: *Current Problems of Precambrian Geology, Geophysics and Geoecology. Materials of the XXVI Youth Scientific School-Conference Dedicated to the Memory of K.O. Krats, Corresponding Member of the AS USSR, and F.P. Mitrofanov, Academician of the RAS* (October 12–16, 2015). KRC RAS, Petrozavodsk, p. 157–191 (in Russian) [Светов С.А., Голубев А.И., Степанова А.В.,

Куликов В.С., Гоголев М.А. Архейские и палеопротерозойские комплексы Центральной Карелии: Геологическая экскурсия по маршруту г. Петрозаводск – оз. Кончезеро – п. Марциальные воды – п. Гирвас – д. Койкары – вод. Кивач – г. Петрозаводск // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии: Материалы XXVI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова (12–16 октября 2015 г.). Петрозаводск: КНЦ РАН, 2015. С. 157–191].

Systra Yu.Y., 1991. Tectonics of the Karelian Region. Nauka, Saint Petersburg, 176 p. (in Russian) [Сыстра Ю.Й. Тектоника Карельского региона. СПб.: Наука, 1991. 176 с.].

Tevelev Al.V., Tevelev Ark.V., 1997. Evolution of Structural Parageneses in the Formation of Magmatic Complexes. In: A.V. Lukyanov (Ed.), Structural Parageneses and Their Ensembles. Materials of the Meeting. GEOS, Moscow, p. 175–177 (in Russian) [Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Эволюция структурных парагенезов при формировании магматических комплексов // Структурные парагенезы и

их ансамбли: Материалы совещания / Ред. А.В. Лукьянов. М.: ГЕОС, 1997. С. 175–177].

Trofimov N.N., Loginov V.N., 2005. Evaporites or Fluidized Explosive Formations of the Eastern Prionezhye. In: A.I. Golubev (Ed.), Geology and Commercial Minerals of Karelia. Vol. 8. Publishing House of the Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, p. 75–81 (in Russian) [Трофимов Н.Н., Логинов В.Н. Эвапориты или флюидизатно-эксплозивные образования Восточного Прионезья // Геология и полезные ископаемые Карелии / Ред. А.И. Голубев. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2005. Вып. 8. С. 75–81].

Voitovich V.S., 1971. On the Nature of the Koikar Shear Zone of the Baltic Shield. Geotectonics 1, 33–42 (in Russian) [Войтович В.С. О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита // Геотектоника. 1971. № 1. С. 33–42].

Wernicke B., 1985. Uniform Sense Normal Simple Shear of the Continental Lithosphere. Canadian Journal of Earth Sciences 22 (1), 789–795. <https://doi.org/10.1139/e85-009>.