

УДК 551.71.72+551.14+550.834.5

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КОЛЛИЗИОННЫЕ СТРУКТУРЫ В ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ КОРЫ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СЕЙСМОПРОФИЛИРОВАНИЯ МОГТ

© 2002 г. М. В. Минц, Р. Г. Берзин, Н. Г. Заможная, В. Л. Злобин,
Т. В. Каулина, А. Н. Конилов, А. К. Сулейманов

Представлено академиком Ю.Г. Леоновым 15.02.2002 г.

Поступило 06.03.2002 г.

В результате многолетних исследований Карельского кратона (КК) была разработана блоковая модель глубинного строения раннедокембрийской коры, опирающаяся главным образом на интерпретацию гравиметрических карт и данных ГСЗ [8]. Между тем геологические и сейсморазведочные (МОГТ) исследования, выполненные за последние 10–15 лет на Кольском полуострове, стимулировали создание новых моделей, отражавших участие наклонных покровно-надвиговых ансамблей в строении верхней части коры [7, 8]. Принципиально новым шагом в изучении глубинного строения коры КК стало проведение в 1998–2001 гг. региональных сейсмических исследований с использованием отраженных волн на базе вибрационных источников с многократными перекрытиями в системе наблюдений вдоль субмеридионального геотраверса 1-ЕВ и субширотного профиля (рассечки) 4В (ФГУ НПП “Спецгеофизика”). Картина сейсмических отражений в коре вдоль профиля 4В впервые для восточной части Балтийского щита (ВЧБЩ) зафиксировала сквозькоровую протяженность надвигово-подвиговых структур, прослеженных от поверхности до раздела кора–мантия (до границы Мохо) [2, 3]. Новая информация, полученная вдоль геотраверса 1-ЕВ (интервал от 625 до 925 км, Кемь–Медвежьегорск) (рис. 1), позволяет существенно дополнить и частично уточнить наши прежние заключения, базировавшиеся на данных по однократному пересечению коры КК. Методические особенности интерпретации данных МОГТ применительно к ус-

ловиям геологической среды, образованной гнейсо-амфиболито-мигматитовыми комплексами, рассмотрены нами в [5]. Так же как и при интерпретации данных по профилю 4В [2], структурный образ коры вдоль геотраверса 1-ЕВ получен в результате анализа (“дешифрирования”) картины сейсмических отражений. В основу вещественной идентификации выделенных геологических объектов положено непосредственное сопоставление структурного образа коры с ранее составленными геологическими картами. Кроме того, вдоль сейсмических профилей были выполнены целенаправленные полевые геологические исследования. Использование системы ортогонально ориентированных профилей позволило получить объемную модель коры.

Неоархейская кора КК пересечена серией палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов (рис. 1). Обычно принимается, что в результате палеопротерозойской эволюции было сформировано двухэтажное строение КК: в пределах палеопротерозойских синклиналей архейское гранит-зеленокаменное основание перекрыто слабометаморфизованным чехлом осадочно-вулканогенных пород [1]. В первом приближении принято выделять синклинали двух типов: 1) брахиформные структуры овальной или более сложной конфигурации, достигающие 300 км в поперечнике (Шомбозерская, Лехтинская, Сегозерская, Онежская структуры – номера 1–4 на рис. 1) и 2) узкие линейные, обычно кулисообразно расположенные структуры протяженностью до 200 км при ширине 2–10 км. Для структур 1-го типа характерны пологие и субгоризонтальные залегания пород, в структурах 2-го типа породы залегают под углами 60°–80°, обычны вертикальное и опрокинутое залегания. Обычным для структур 2-го типа является также и отсутствие одного из крыльев, что превращает их в моноклинали [1, 6].

Субмеридиональный геотраверс 1-ЕВ и субширотная рассечка 4В (ФГУ НПП “Спецгеофизика”) пересекли значительную часть КК и его

Геологический институт
Российской Академии наук, Москва
ФГУ НПП “Спецгеофизика”,
Поваровка Московской обл.
Геологический институт
Кольского научного центра
Российской Академии наук,
Апатиты Мурманской обл.

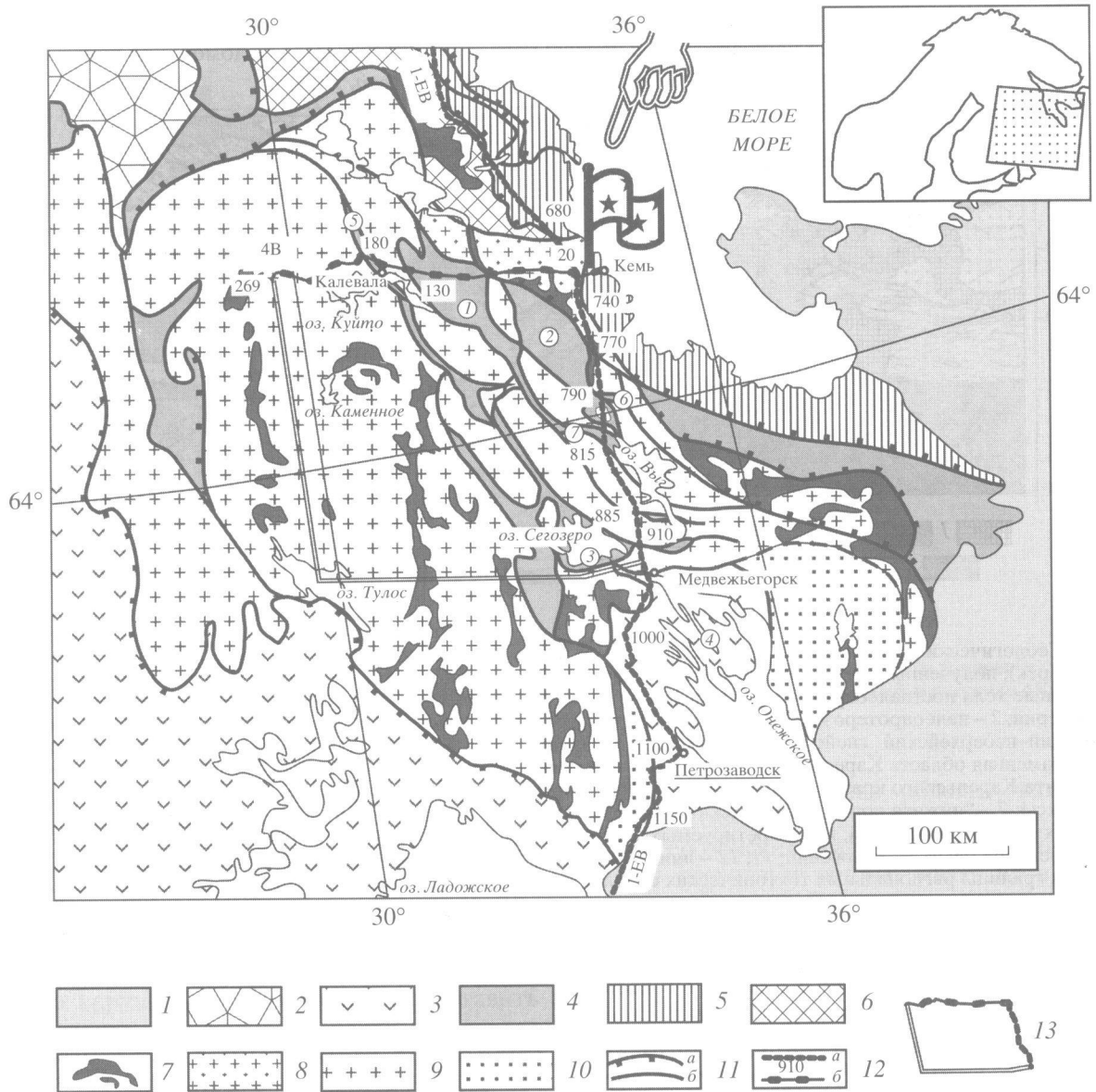


Рис. 1. Тектоническая схема юго-восточной части Балтийского щита. Показаны размещение геотраверса 1-ЕВ и расщели 4В и контур объемной модели, представленной на рис. 3. 1 – осадочный чехол Восточно-Европейской платформы, 2–4 – палеопротерозойские структуры: 2 – Свеккофеннская активная окраина Карело-Кольского палеоконтинента, 3 – Свеккофеннский аккреционный ороген, 4 – осадочно-вулканогенные пояса (преимущественно сутурные зоны, частью фрагменты толщ деформированных осадочных бассейнов); 5, 6 – палеопротерозойский–неоархейский Беломорский надвиговой пояс: 5 – тектонические покровы и чешуи, образованные гнейсо-амфиболитовым комплексом беломорской серии, 6 – гранит-зеленокаменные комплексы “фундамента” Беломорского пояса; 7–10 – неоархейская гранит-зеленокаменная область Карельского кратона: 7 – зеленокаменные пояса, 8 – фрагмент Карельского кратона, надвинутый на Беломорский пояс, 9 – гранито-гнейсовые и гранит-мигматитовые комплексы, 10 – гранито-гнейсовый комплекс Водлозерского блока, включающий фрагменты мезоархейской коры; 11 – тектонические границы: а – надвиги, б – надвиги и сдвиги неразделенные; 12 – линии сейсмоэвровочных профилей: а – геотравес 1-ЕВ (показаны обозначения пикетов), б – расщели 4В; 13 – контур фрагмента коры, представленного в виде объемной модели на рис. 3. Указывающая рука и флаг указывают на положение наблюдателя и направление обзора объемной модели. Размещение палеопротерозойских брахиформных структур и линейных поясов, упоминаемых в тексте (цифры в кружках): 1 – Шомбозерская, 2 – Лехтинская, 3 – Сегозерская, 4 – Онежская, 5 – Калливоярвский, 6 – Шуезеро-Идельский, 7 – Пертозеро-Надвоицкий.

границу с Беломорским гнейсовым поясом, а также ряд палеопротерозойских поясов: Шомбозерскую и краевую часть Лехтинской структуры, принадлежащих Восточно-Карельскому поясу,

Онежскую структуру и некоторые из линейных поясов: Калливоярвский, Шуезеро-Идельский и Пертозеро-Надвоицкий (номера 5–7 на рис. 1). Выводы, полученные в результате интерпрета-

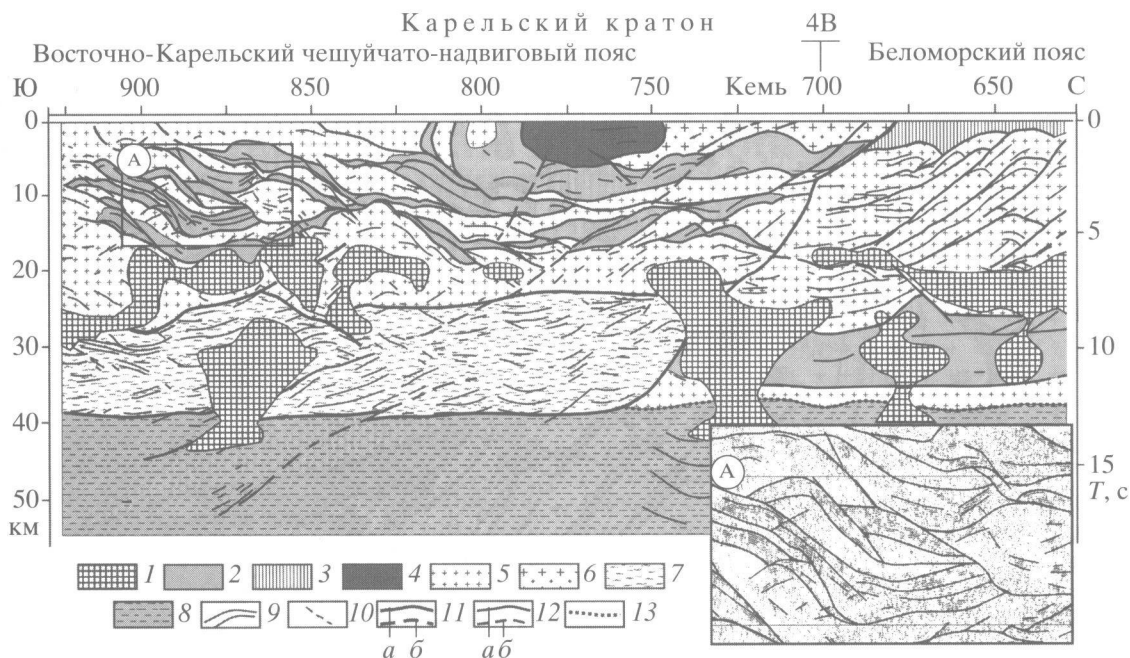


Рис. 2. Геологический разрез коры Карельского кратона вдоль геотранверса 1-ЕВ в интервале 625-925 км (Кемь–Медвежьегорск), полученный на основе сейсморазведочных (МОГТ) и геологических данных. 1 – интрузивные и ультраметагенные тела постпалеопротерозойского возраста: предположительно гранитоиды и породы эндербит-чарнокитовой серии; 2 – палеопротерозойские осадочно-вулканогенные комплексы в пределах сутурных зон; 3 – палеопротерозойский–неоархейский гнейсо-амфиболитовый комплекс Беломорского пояса; 4–6 – неоархейская гранит-зеленокаменная область Карельского кратона: 4 – зеленокаменные пояса, 5 – гранитоиды, участвующие в строении фрагмента Карельского кратона, надвинутого на Беломорский пояс, 6 – гранито-гнейсовые и гранит-мигматитовые комплексы; 7 – “нижняя кора”, предположительно образованная гранулитами; 8 – мантия; 9 – границы интерференционных пакетов отражений, интерпретируемых в качестве структурных доменов; 10 – линии, фиксирующие разрывы корреляции пакетов отражений; 11, 12 – линии предполагаемых тектонических нарушений: 11 – главных, фиксирующих границы региональных тектонических единиц, проведенные уверенно (а) и предположительно (б), 12 – второстепенных, проведенные уверенно (а) и предположительно (б); 13 – граница кора–мантия (раздел Мохо). Врезка в правом нижнем углу демонстрирует увеличенный фрагмент картины сейсмических отражений, отвечающий участку “А” области чередования тектонических пластин, образованных неоархейскими гранито-гнейсами и палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными ассоциациями.

ции данных вдоль расщелины 4В, ранее опубликованы [2]. Совместный анализ сейсморазведочных и других геофизических материалов, геологических карт и данных полевых наблюдений позволяет интерпретировать структуру раннедокембрийской коры как сочетание деформированных покровных надвиго-поддвиговых ансамблей, погружающихся в северо-восточном направлении. Практически все главные структурно-тектонические подразделения, пересеченные с запада на восток расщелиной 4В (см. рис. 2 и 3 в [2]), представляют собой сечения земной поверхности пакетов тектонических пластин сквозькоровой протяженности, образованных породами неоархейского и палеопротерозойского возраста. В большинстве случаев границы пакетов выполаживаются на нижнекоровом уровне, “сливаясь” с Мохо. На профиле 4В наиболее яркая тектоническая зона разделяет Беломорский пояс и Шомбозерскую структуру. Зона включает серию структурно-однородных тектонических пластин (доменов), ее мощность составляет 5–6 км. Геометрические

особенности картины отражений позволили интерпретировать эту зону в качестве структуры взбросо-надвигового (относительно висячего крыла) и поддвигового (относительно лежащего бока) типа. Мощность погружающейся в северо-восточном направлении тектонической пластины, представленной на эрозионном срезе породами Шомбозерской структуры, составляет около 8 км [2].

Аналогичная тектоническая зона формирует субвертикальное на уровне эрозионного среза восточное ограничение Лехтинской структуры, вдоль которого пройден геотранверс 1-ЕВ. В центральной части КК, на отрезке между Лехтинской структурой и Медвежьегорском, геотранверс 1-ЕВ пересекает область коры чешуйчатого строения (рис. 2). В строении коры здесь участвуют чередующиеся тектонические пластины, образованные неоархейскими гранито-гнейсами и палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными комплексами, выполняющими узкие линейные пояса (2-й тип поясов). На картине отражений сечения палеопротерозойских комплексов

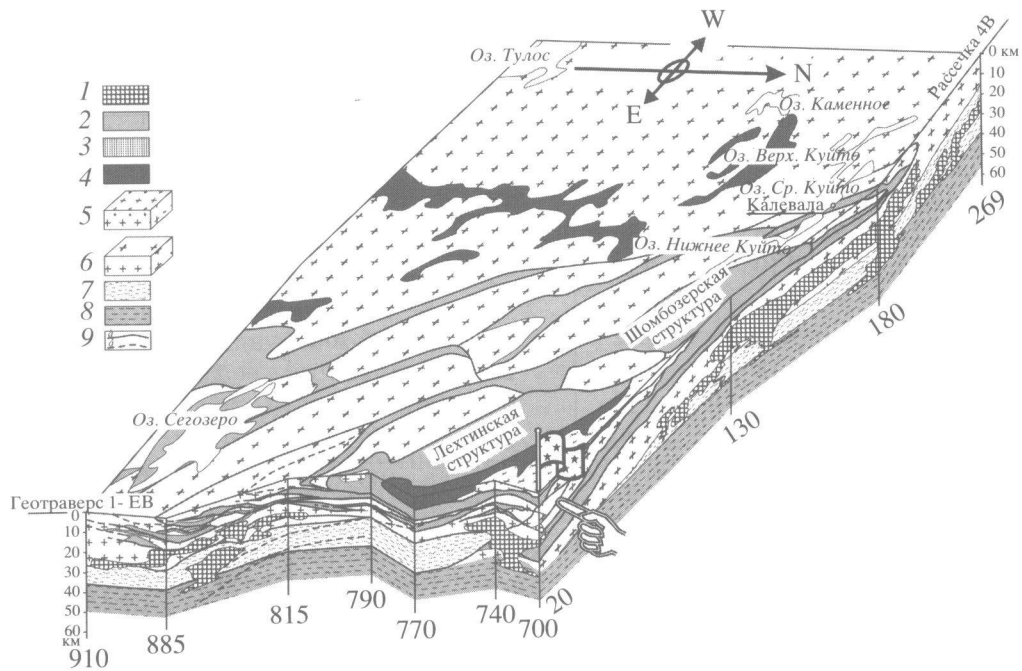


Рис. 3. Объемная модель строения коры восточной части Карельского кратона, базирующаяся на геологических данных и результатах интерпретации сейсморазведочных материалов МОГТ по геотраверсу 1-ЕВ и рассечке 4В. Условные обозначения – см. на рис. 2.

наблюдаются в виде протяженных пакетов отражений (структурных доменов), заключенных в слабо отражающую матрицу. В пределах последней наблюдаются отдельные отражения, конформные выделенным структурным доменам (см. врезку на рис. 2). Взаимная увязка данных по обоим сейсмическим профилям и данных геологического картирования позволила представить строение коры исследованной части КК в виде объемной модели (рис. 3). Тектонические пластины круто погружаются в северо-восточном направлении. На глубине порядка 20 км они выполаживаются и частично объединяются. Этот уровень, по-видимому, отвечает поверхности главного срыва, связанного с подошвой палеопротерозойских вулканогенно-осадочных толщ. В интервале между Шомбозерской структурой и Калливоярвским линейным поясом, вдоль профиля 4В, эта поверхность располагается на глубине 5–7 км [2]. Можно заключить, что чешуйчатая структура коры в восточной части КК была сформирована в результате надвигания тектонических пластин в западном и юго-западном направлениях. Линейные пояса представляют собой пересечения поверхности рельефа крутозалегающих (вплоть до запрокидывания) фронтальных частей тектонических чешуй. Перечисленные особенности геологической структуры позволяют рассматривать эту область КК в качестве Восточно-Карельского чешуйчато-надвигового пояса.

Особенности строения области чешуйчатого строения и связанной с ней области погружения палеопротерозойских осадочно-вулканогенных комплексов позволяют рассматривать их в качестве сложно построенной коллизионной зоны, сформированной в результате коллизии Беломорской и Карельской плит после закрытия Восточно-Карельского океана Красноморского типа [2]. Для проверки этой версии выполнены геохимические и геохронологические исследования, основные результаты которых изложены ниже.

Геохимия. Исследованы пробы базальтов Шомбозерской и Калливоярвской структур, часть из которых метаморфизована до уровня эпидотовых амфиболитов. Согласно существующим геологическим картам, большинство опробованных базальтов сформировано в течение сумы (в начале палеопротерозоя), хотя некоторые из образцов, возможно, относятся к более позднему, ятулийским образованиям [1, 6]. Тем не менее проведенные исследования показали, что все образцы представляют собой однородную в геохимическом аспекте группу пород (табл. 1). Абсолютное большинство образцов отвечает по составу известково-щелочным базальтам, которые встречаются почти исключительно в разрезах типичных островодужных серий. По содержаниям K_2O вулканыты отвечают низкокалиевым и, что особенно важно, низкорубидиевым разностям, что также характерно для островодужных и океанических лав. Тем не менее часть образцов отве-

Таблица 1. Содержания петрогенных и малых элементов в мафитовых вулканитах Шомбозерской и Калиновоярвской структур

Компонент	S17/1	S2/1	S2/2	S18/3	S18/4	S17/5	S13/2	S14/1
SiO ₂	48.83	49.98	50.22	51.2	51.98	52.53	52.93	58.58
TiO ₂	1.47	1.53	1.39	1.75	1.49	1.47	1.21	1.39
Al ₂ O ₃	14.86	14.96	14.98	14.47	14.28	14.60	13.18	14.76
Fe ₂ O ₃	17.27	14.46	13.97	13.89	12.35	14.88	16.02	11.74
MnO	0.19	0.19	0.20	0.20	0.15	0.18	0.27	0.13
MgO	5.36	6.86	6.62	6.28	8.12	5.40	4.6	4.24
CaO	10.20	9.24	9.92	8.78	6.76	7.86	10.87	6.06
Na ₂ O	1.28	2.18	2.22	2.86	4.57	2.39	0.00	2.24
K ₂ O	0.32	0.39	0.28	0.37	0.10	0.48	0.50	0.49
P ₂ O ₅	0.22	0.21	0.20	0.20	0.20	0.21	0.42	0.37
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
Sc	30.2	27.477	27.91	27.93	25.27	41.18	24.3	31.34
Ti	8114	7723	7348	7899	7729	6223	6918	8553
V	323.3	264.9	246.4	238.1	234.4	324.4	170.9	198
Cr	142.7	204.9	207.8	301	209.6	154.6	291.6	250.5
Co	49.6	51	51	42	38.12	51.07	27.34	33.31
Ni	106.0	182.9	173.8	165.7	146.1	116.1	119.1	86.37
Cu	42.2	50.1	31.26	94.64	5.2	56.39	4.36	7.44
Zn	94.5	113.6	110.8	89.44	86.05	106.94	30.21	67.06
Ga	94.5	20.25	20.05	89.44	86.05	18.94	17.19	23.76
Rb	0.99	8.51	2.13	6.63	1.9	9.34	6	15.06
Sr	224.6	104.8	127	154.8	193.1	158.5	49.94	166.3
Y	30.95	24.43	27.88	31.59	27.23	32	28.22	41.18
Zr	110	80.57	82.74	110.9	83.55	107.32	62.63	212
Nb	6.8	4.24	4.01	6.32	4.71	5.05	6.1	10.48
Ba	57.43	129.1	63.03	103.6	20.67	284.9	164.4	340
La	13.42	5.76	6.94	7.98	7.8	13.48	15.8	41
Ce	31.62	14.65	18.48	19.64	19.11	30.7	36.33	88.77
Pr	4.05	2.1	2.63	2.82	2.55	3.94	4.81	11.35
Nd	17.48	10.07	12.65	13.55	11.71	16.95	20.56	47.46
Sm	4.2	3.03	3.84	4.16	3.35	4.1	4.09	8.99
Eu	1.17	0.99	0.94	1.19	1.03	1.16	1.08	2.48
Gd	4.61	3.53	4.47	4.7	3.96	4.39	3.99	7.87
Tb	0.76	0.61	0.76	0.82	0.71	0.73	0.63	1.15
Dy	4.95	4.16	4.94	5.5	4.57	4.93	4.09	6.6
Ho	1.12	0.93	1.07	1.19	1.01	1.13	0.96	1.43
Er	2.95	2.4	2.59	3.12	2.52	3	2.79	3.8
Tm	0.44	0.36	0.39	0.45	0.39	0.45	0.42	0.54
Yb	2.97	2.28	2.43	2.82	2.34	2.95	2.81	3.47
Hf	2.841	2.2	2.28	3.13	2.32	2.85	1.66	5.13
Th	2.717	1.04	1.04	1.34	0.93	2.7	0.91	1.4
U	0.646	0.265	0.3	0.35	0.372	0.642	0.15	0.25
La/Yb	3.05	1.7	1.93	1.91	2.3	3.08	3.79	7.96
La/Sm	2.01	1.2	1.14	1.21	1.46	2.07	2.43	2.87
Eu/Eu*	0.81	0.92	0.695	0.82	0.86	0.84	0.815	0.815

Примечание. Базальты – S17/1, S17/5, S18/3, S18/4; амфиболиты (метабазаальты) – S2/1, S2/2, S13/2; метаандезит – S14/1. Аналитические исследования выполнены с использованием 15 г навесок из 400-500 г проб: главные элементы (железо – в форме Fe₂O₃) – РФА-методом на приборе ВРА-20Р в ОИЭГМ СО РАН, Новосибирск, малые элементы – методом ICP-MS в ИМГРЭ МП РФ (Д.И. Журавлев), точность определений – 2% для главных элементов и 5% – для большинства малых элементов.

чает базальтам, умеренно обогащенным названными элементами. Сходство исследованных вулканитов с островодужным типом зафиксировано отрицательными аномалиями Nb, Zr и Hf. Распределение редкоземельных элементов также характеризуется спектрами, обычными для островодужных серий зрелых островных дуг и для активных окраин. Относительное обогащение пород титаном и легкими редкоими землями, вероятнее всего, связано с контаминацией лав породами более древней континентальной коры. Это указывает на формирование вулканитов на активной окраине фрагмента неоархейского континента, образовавшегося в процессе палеопротерозойского рифтогенеза, достигавшего стадии раскрытия внутриконтинентальных океанов Красноморского типа. С этим предположением согласуется и наличие отрицательной аномалии Eu, указывающей на глубины дифференциации магм порядка 70–80 км, где ранняя кристаллизация и фракционирование плагиоклаза приводят к появлению отрицательной Eu-аномалии. Вместе с тем признаки коровой контаминации могут быть истолкованы как свидетельство внутриплитного (рифтогенного) происхождения лав. Для выяснения происхождения лав была использована широко употребляемая дискриминантная Ti–Y–Zr-диаграмма [9] (рис. 4). Эта диаграмма особенно удобна для рассматриваемого случая, так как позволяет надежно отделить внутриплитные лавы. Все проанализированные образцы разместились в поле В, что указывает на надсубдукционные или даже океанические (спредингных хребтов) обстановки магмообразования и, что особенно важно, позволяет уверенно отказаться от предположения о внутриплитном происхождении исследованных пород. Для сравнения на ту же диаграмму вынесены точки, отвечающие близким по составу исследованным образцам лавам двух вулканов острова Акутан, Алеутская дуга, сформированных в течение последних 4 млн. лет [10]. Для этих лав также характерны признаки коровой контаминации и, в частности, относительно высокие содержания TiO_2 .

Геохронология. Важным подтверждением выбранной модели геодинамической эволюции вулканитов Шомбозерской структуры и Восточно-Карельского пояса в целом могло бы стать проявление синхронного гранитоидного магматизма в пределах надвинутного блока, образованного породами Беломорского пояса. С этой целью проведены исследования гранитоидов, пересеченных геотраверсом 1-ЕВ в районе пикетов 691 (гранито-гнейс) и 696 (биотитовый гнейс), и в районе пикета 80 по расщелке 4В (биотитовый гранит).

U–Pb-анализ цирконов выполнен Т.В. Каулиной методом изотопного разбавления по стандартной методике в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов Геологического института

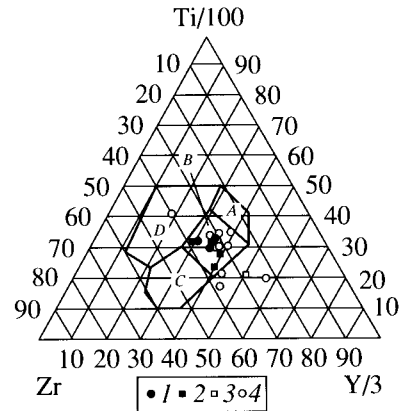


Рис. 4. Ti–Zr–Y-дискриминантная диаграмма по [9] для палеопротерозойских мафитовых вулканитов Шомбозерской и Калливоярской структур. *A* – островодужные толеиты (IAT), *B* – базальты срединно-океанических хребтов (MORB) и островодужные известково-щелочные и толеитовые лавы, *C* – известково-щелочные островодужные базальты (CAB), *D* – внутриплитные базальты (WPB). 1–3 – Шомбозерская и Калливоярская структуры; 1 – базальты, 2 – метабазальты, 3 – андезиты; 4 – о. Акутан, Алеутская дуга: базальты и андезибазальты.

КНЦ РАН на масс-спектрометре МИ-1201Т. На изохронных диаграммах (данные подготовлены к публикации) зафиксированы три стадии гранитообразования. Первая (2659 ± 6 млн. лет – пикет S-696) отвечает гранитообразованию неоархейского возраста и, по-видимому, соответствует одному из завершающих событий в истории формирования неоархейского континента. Последующие события, зафиксированные цифрами 2361 ± 15 млн. лет (пикет S-691) и 2409 ± 8 млн. лет (пикет 80), могут быть связаны с субдукционной и коллизионной обстановками, завершившими первый цикл растяжения–сжатия в палеопротерозойской эволюции региона [5]. Приведенные данные о возрасте гранитоидов, структурно сопряженных с предполагаемой палеопротерозойской сутурой, и сумийский возраст вулканитов Шомбозерской структуры [1] согласуются с предложенной моделью палеопротерозойской эволюции исследованного фрагмента КК.

С другой стороны, сопутствующие палеопротерозойским вулканитам кварциты и аркозовые песчаники указывают на обстановки осадконакопления, подобные внутриплитным бассейнам или пассивным окраинам. Как нам представляется, эти соотношения и данные о чешуйчатом строении восточной окраины КК могут быть согласованы в рамках модели формирования рифтогенного эпиконтинентального бассейна (около 2.5 млрд. лет назад [4]), его последующего расширения и перехода к стадии океанического спрединга с образованием океана Красноморского типа. Терригенные осадки первоначально накопи-

вались в пределах рифтогенного бассейна и затем на пассивных окраинах возникшего океана. Далее, в обстановке сжатия и последовавшей субдукции одна из окраин (предположительно западная окраина Беломорской микроплиты) была преобразована в активную окраину с формированием вулканитов и гранитоидов. Затем, в результате сжатия в обстановке коллизии западная окраина Беломорской микроплиты была надвинута на восточную окраину КК. Горно-породные ассоциации, сформированные на пассивной и активной окраинах, оказались многократно совмещены между собой и с тектоническими пластинами неоархейского основания. Эти события отвечают интервалу 2.41–2.36 млрд. лет.

Таким образом, новые данные подтверждают наш прежний вывод о формировании геологической структуры коры КК, как и ВЧБЩ в целом в условиях широкомасштабных латеральных перемещений пластинообразных фрагментов коры, что характерно для коллизионных процессов [2–4]. Нам представляется очевидным, что прежние представления о раннедокембрийской коре ВЧБЩ как сочетании блоков с субвертикальными краевыми ограничениями и индивидуализированным характером внутренней расслоенности [1, 8] должны уступить место новой модели, учитывающей отмеченные выше особенности строения коры. С другой стороны, представленные результаты стимулируют дальнейшее развитие исследований палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов КК. Эти пояса, по-видимому, значительно ближе по составу и строению аналогичным по возрасту структурам Кольского полуострова, включая никеленосную Печенгскую структуру, чем это представлялось до настоящего времени.

Работа выполнена в соответствии с программой региональных исследований территории Российской Федерации, осуществляемой МПР РФ, и при поддержке РФФИ (проект 00–05–64241).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология Карелии / Под ред. В.А. Соколова. Л.: Наука, 1987. 231 с.
2. Минц М.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др. // ДАН. 2001. Т. 379. № 1. С. 83–89.
3. Минц М.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др. Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2001. С. 157–190.
4. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Науч. мир, 1996. 287 с.
5. Минц М.В., Ступак В.М. Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2001. С. 144–156.
6. Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В. и др. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: Карелия. 1970. 366 с.
7. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / Под ред. Н.В. Шарова. Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 226 с.
8. Строение литосферы Балтийского щита / Под ред. Н.В. Шарова. М.: Нац. геофиз. комитет РАН, 1993. 165 с.
9. Pearce J.A., Cann J.R. // Earth and Planet Sci. Lett. 1973. V. 19. P. 290–300.
10. Romick J.D., Perfit M.R., Swanson S.E., Shuster R.D. // Contribs Miner. and Petrol. 1990. V. 104. P. 700–721.