

О. С. Сибелев, Н. С. Кушкова, П. Н. Анисимов

## ТЕКТНОМЕТАМОРФИТЫ ЗОН МЕЛАНЖА БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (НА ПРИМЕРЕ СТРУКТУРЫ РАЙОНА ОЗ. КОРЖИНО)

### Введение

Неоднородность и часто полифациальность метаморфитов в участках интенсивных тектонических движений – важная петрологическая проблема, решение которой представляет значительный интерес как для определения главных факторов метаморфизма, так и для моделирования тектонических и геодинамических процессов. Причины такой неоднородности могут быть самыми разными: полиметаморфизм, полизональность, «восприимчивость» протолита к бластезу, длительность метаморфических процессов, влияние магматических и не всегда диагностируемых метасоматических проявлений и т. д.

Кроме того, в сдвиговых и меланжированных зонах может происходить локальное повышение  $T$  (на 100–150 °С) и  $P$  (на 1 кбар) (Доливо-Добровольский, 2002) за счет тектонических факторов (стресса или динамометаморфизма). О. А. Беляев с коллегами (2000) приводит данные о росте давления при интенсивных сдвиговых деформациях в зонах Кольского полуострова на 3–4 кбар.

По сравнению с диафоритами сдвиговых зон и регионально метаморфизованными гнейсовыми толщами Беломорского подвижного пояса (БПП), породы зон меланжа обладают аномально высокой степенью метаморфизма. Так, в Котозерской зоне меланжа палеотемпературы пика метаморфических условий достигают 790 °С, при давлении до 8,9 кбар (Сибелев и др., 2002). В зонах меланжа Лапландских и Колвицких гранулитов они лежат в пределах от 800 до 1000 °С и 12 и более кбар (Прияткина, Шарков, 1979; Перчук и др., 1999; Alexejev et al., 2001 и др.), что выше аналогичных показателей в самих гранулитовых поясах.

В Гридинской зоне меланжа максимальные палеотермобарометрические оценки составляют: 740–865 °С, 14,2–17,5 кбар для реликтов неархейских эклогитизированных базитов и 765–930 °С, 15–19 кбар для палеопротерозойских эклогитизированных габброидов (Володичев и др., 2004, 2005; Сибелев и др., 2004), тогда как в матриксе меланжа эти показа-

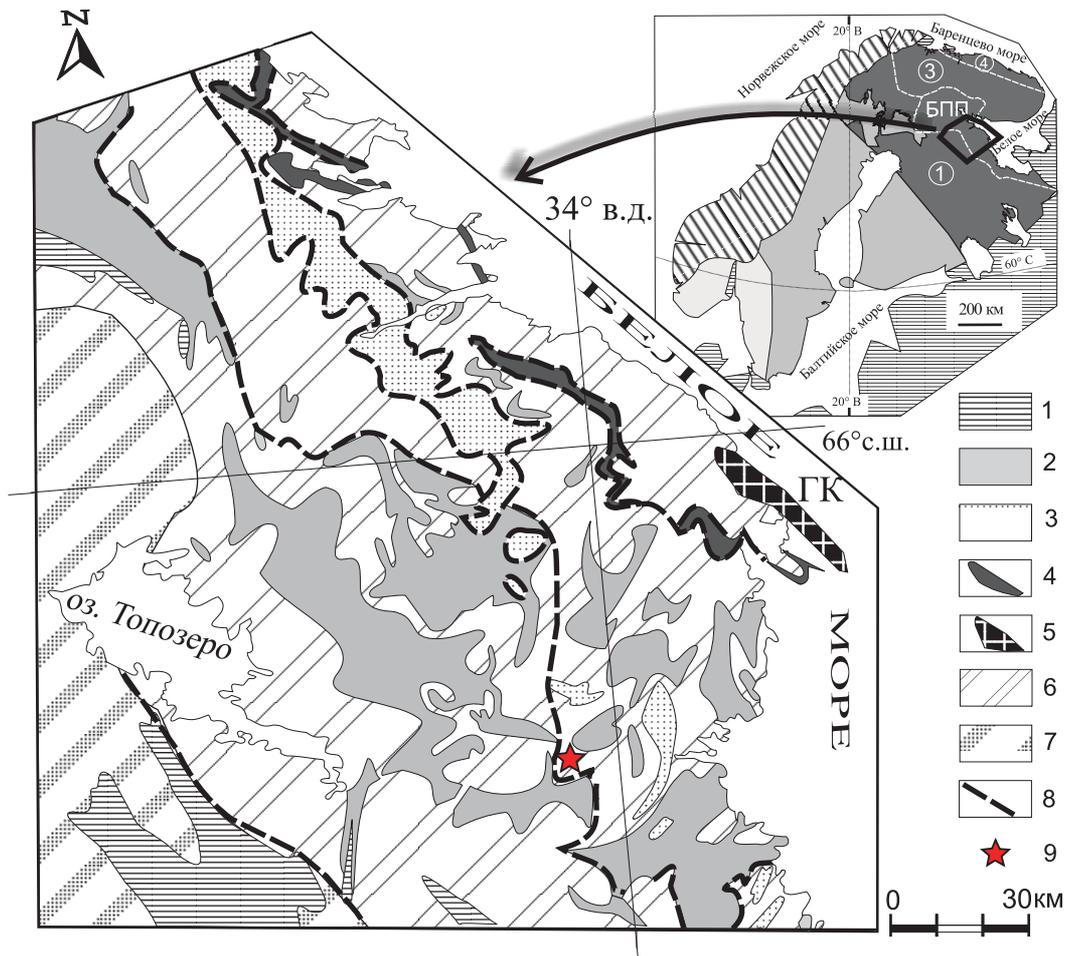
тели равны 650–750 °С и 7,4–8,2 кбар, соответственно. Характерная особенность Гридинской зоны – крайняя неоднородность не только вещественного состава микстита, но и параметров метаморфизма его компонентов. Нерешенным вопросом в данном случае является отсутствие высокобарических, изофациальных эклогитам ассоциаций в матриксе меланжа.

Необычные соотношения  $P$ - $T$ -условий метаморфизма обломочной части и матрикса меланжа наблюдаются в структуре района оз. Коржино, что и служит предметом изучения в данной работе.

Термином *тектнометаморфит* авторы называют локально проявленные горные породы, испытавшие интенсивные тектонические движения и перекристаллизацию в динамометаморфических условиях. Под *зонами тектонического меланжа* (ЗТМ) Беломорского пояса понимаются глубинные, как правило, пологие (надвиговые) структуры, характеризующиеся определенным сдвиговым типом деформаций и брекчиеподобным вещественным наполнением, в котором выделяются гетерогенная обломочная часть (микстит) и «цементирующий» разнородные обломки матрикс. Матрикс имеет гранитоидный или гнейсовый состав и играет роль дезинтегрирующего фактора и транспорта обломков.

### Геологический очерк

В рамках изучения предполагаемых зон меланжа БПП осуществлялись картировочные и петрологические исследования в районе р. Поньгома – оз. Коржино (рис. 1), где были установлены структуры, интерпретируемые как ЗТМ и маркирующие элементы сместителей покровных пластин БПП. Внутреннее строение, стиль синтетектонических деформаций, вещественное наполнение и  $P$ - $T$ -параметры формирования пород в таких зонах в достаточной мере не были изучены. Для решения этих вопросов был закартирован детальный участок на западном берегу оз. Коржино, у истока р. Сигмы.



**Рис. 1. Схема геологического строения Северной Карелии** (составлена А. И. Слабуновым, 2005)

На врезке – расположение территории на схеме тектонического районирования Фенноскандинавского щита (цифрами обозначены: 1 – Карельский неoarхейский кратон, 2 – Беломорский подвижный пояс, 3 – Кольская провинция, 4 – Мурманский неoarхейский кратон)

1 – палеопротерозойские (2,5–1,92 млрд лет) супракrustальные образования; 2–5 – нео- и мезоархейские: 2 – зеленокаменные комплексы Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов; 3 – парагнейсы Чупинского пояса; 4 – амфиболиты и ультрабазиты Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса; 5 – Гридинский эклэгититсодержащий комплекс (ГК); 6 – разнгейсованные гранитоиды и мигматиты БПП (2,9–2,7 млрд лет); 7 – архейские (3,2–2,7 млрд лет) гранитоиды Карельского неoarхейского кратона; 8 – предполагаемые надвиги; 9 – местоположение района работ

Выбор площади обусловлен удовлетворительной обнаженностью и наличием в обломочной части меланжа, помимо глиноземистых гнейсов и разнообразных амфиболсодержащих пород, редких для центральной части БПП пород карбонатного состава (мраморов).

В пределах изученной площади «разрез» (с СВ на ЮЗ, от подстилающих к перекрывающим породам) представлен моноκлиально залегающими и полого падающими на ЮЗ толщами (рис. 2): среднезернистыми амфиболовыми и биотит-амфиболовыми андезитоподобными гнейсами (истинная мощность (М) – более 50 м); мелкозернистыми биотитовыми ( $\pm Am^*$ ), слабо мигматизированными гнейсами (М – около 20 м); плагиомикроκлиновыми, послойно мигматизированными

биотитовыми ( $\pm Am$ ) гранитогнейсами (М – до 50 м). Последние сменяются, а в ЮВ части участка срезаются разнородной контрастной толщей собственно зоны тектонического меланжа (М – до 130 м) (рис. 3). В направлении от СЗ к ЮВ части участка видимая мощность зоны уменьшается, вероятно, за счет относительно более крутых падений. Ее южная граница проводится по правому берегу р. Сигмы.

На юге участок ограничен крупным интрузивным телом пород комплекса лерцолитов – габброноритов. Контакты габбро с гнейсовыми толщами непосредственно не вскрыты. В масштабе схемы (рис. 2) они представляются секущими. Габбро среднезернистые, «кайнотипные», с хорошо выраженными магматическими структурами ( $\pm Ol(?)$  – Орх – Срх – Pl  $\pm Qz$ ,  $\pm Hbl$ ,  $\pm Bt$ ,  $\pm Gt$ ), но участками рассекаются зонами (в несколько метров мощности) амфиболитизации и биотитизации субпараллельного границам ЗТМ простираения.

\* Сокращения для минералов и минеральных компонентов даны по R. Kretz (1983). Цифры рядом с индексом железомagneзальных минералов обозначают железистость ( $f = Fe/(Fe + Mg)$ ), у плагиоκлаза – % An.

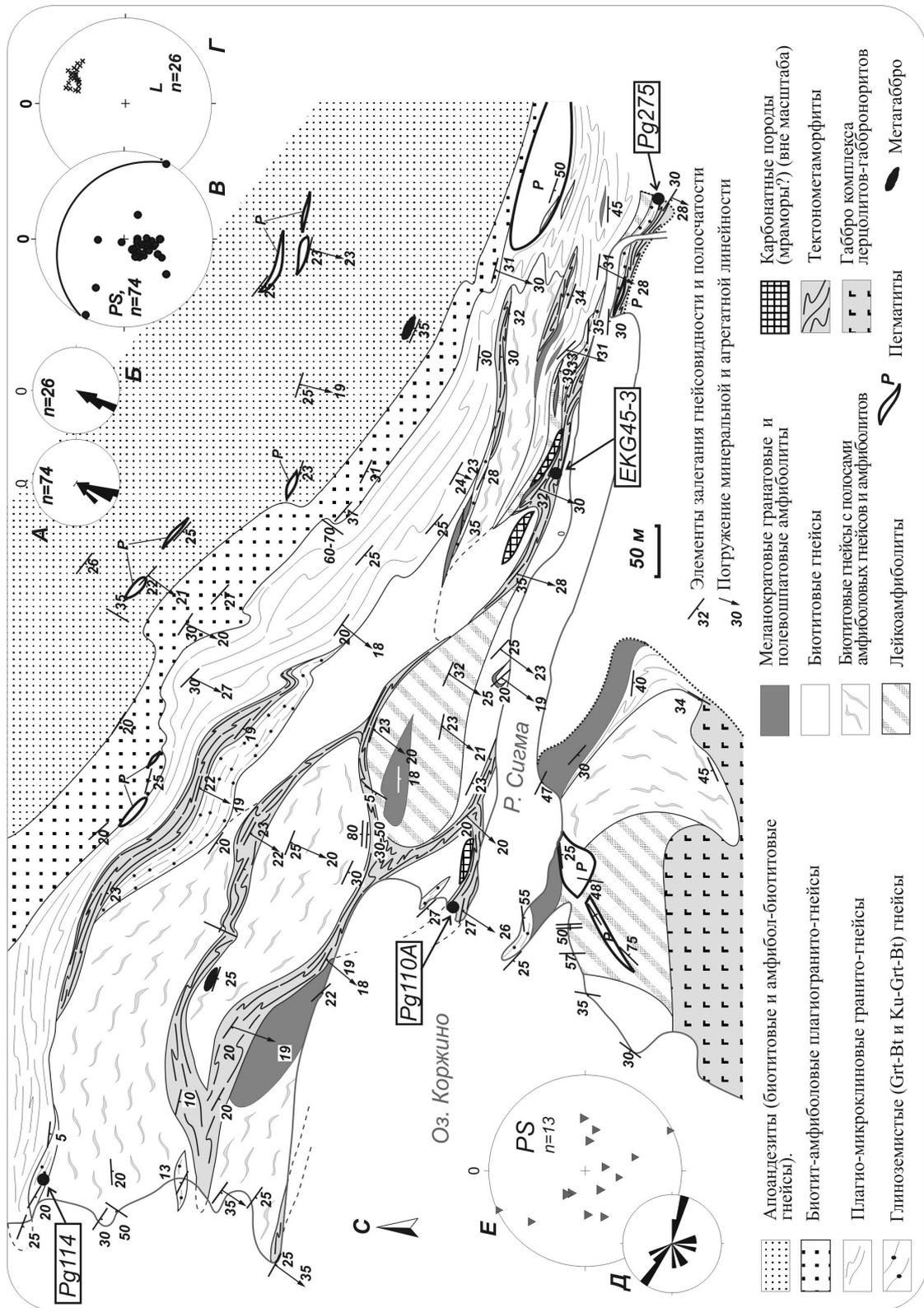
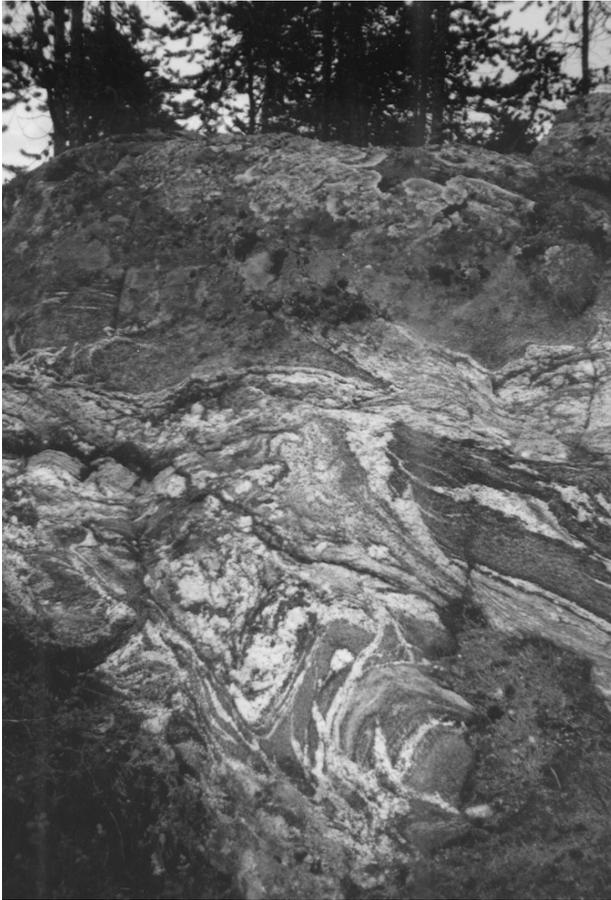


Рис. 2. Схема геологического строения фрагмента зоны тектонического меланжа в районе оз. Коржино



**Рис. 3. Брекчирование амфиболитов и апоандезитов в ЗТМ**

Обломочная часть ЗТМ включает в себя:

1) Линзовидные, сильно уплощенные тела (М – от 0,5 до 20 м) среднезернистых глиноземистых гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсов;

2) Линзовидные (каплевидные в плане) тела, прослой и не крупные (до 0,5 м по длинной оси) обломки среднезернистых мигматизированных амфиболовых ( $\pm Gr \pm Kfs \pm Bt - Hbl - Pl - Qz$ ) гнейсов (лейкоамфиболитов). Местами лейкоамфиболиты вмещают тела меланократовых амфиболитов. Макроскопически лейкоамфиболиты подобны апоандезитам подстилающих зону толщ;

3) Крупные (300 × 80 м) чечевицеобразной или неясной (в плане) формы тела мигматизированных биотитовых ( $\pm Am - Bt \pm Kfs - Pl - Qz$ ) гнейсов с многочисленными прослоями и линзами амфиболитов, лейкоамфиболитов, мезократовых биотит-амфиболовых гнейсов;

4) Неясной формы тела однородных мигматизированных биотитовых ( $\pm Am - Bt \pm Kfs - Pl - Qz$ ) плагио-гранито-гнейсов;

5) Линзы и прослои меланократовых полевошпатовых, участками гранатовых, роговообманковых и диопсидовых амфиболитов ( $\pm Gt - Pl - Hbl; \pm Di, Kfs, Bt, Qz, Ep$  и др);

б) Линзовидные вытянутые тела карбонатных пород видимой мощностью 1–3 м, на 80–90% состоящие из доломита ( $Dol-Cc; \pm Am$  (актинолит-тремолитового ряда),  $Chl, Bt, Qz$ ).

В роли матрикса меланжа выступают тектонометаморфиты – мигматиты с бластомилонитовыми текстурами, развитые в виде прослоев (М – первые метры), окаймляющих крупные линзовидные обломки пород. Это очень своеобразные породы, неосома и порфиробласты (до 5 см в диаметре) которой выполнены полевыми шпатами ( $Pl-Kfs$ ), а палеосома представляет собой относительно массивную, средне-, равномернозернистую породу лейкоамфиболитового состава.

Помимо перечисленных разновидностей пород, в области ЗТМ широко развиты лейкократовые гранитоиды, мигматизирующие апобазитовые гнейсы и амфиболиты, а также гранатиты, пространственно тяготеющие к контактам амфиболитов с матриксом. Гранитные пегматиты (жилы М до 30 м) и тела ортоамфиболитов отмечены как в зоне меланжа, так и за его пределами. В первом случае их простирания субсогласны с гнейсовидностью и полосчатостью вмещающих пород. В южной части участка пегматиты секущие.

### Структурное развитие

Структурный план участка разделен на два домена: северный и южный.

В северный домен (к северу от р. Сигмы) включены области развития пород зоны меланжа и подстилающих ее толщ. На всей площади отмечаются единые выдержанные элементы залегания (рис. 2, врезки А, В). Гнейсовидность, сланцеватость, метаморфическая и мигматитовая полосчатость, контакты пород, в том числе пегматитовых жил и т. д., полого падают на ЮЗ (статистический максимум аз. пад.  $207^\circ \angle 27^\circ$ , врезка В на рис. 2). В направлении от СЗ к ЮВ части участка, по простиранию зоны, углы падения постепенно возрастают (в среднем на  $7^\circ$ ). Деформации проявлены в виде сильно сжатых лежащих складок, в которых осевые плоскости и крылья практически параллельны друг другу. Немногочисленные замеры СВ простирания гнейсовидности и контактов пород отвечают замковым частям складок. Другие, незначительные отклонения простирания пород относительно среднестатистических связаны с облеканием включений меланжа породами матрикса. Каких-либо более ранних или наложенных деформаций на рассматриваемой площади не зафиксировано.

Линейные элементы в домене выражены отчетливо и представлены минеральной и агрегатной линейностью, резко проявленной бороздчатостью, вплоть до формирования карандашных обособлений метатекта. В плоскости гнейсовидности и сланцеватости гнейсов в ряде случаев отмечены зеркала скольжения со следами штриховки. Все эти элементы, а также шарниры складок субсогласны, а их

азимуты и углы погружения на рассматриваемой площади строго выдержаны (статистический максимум  $206^\circ \angle 25^\circ$  врезки Б, Г на рис. 2). Обращает на себя внимание тот факт, что полюсы планарных элементов практически совпадают с погружением линейных (врезки А, Б на рис. 2), т. е. линейность погружается по падению пород.

Южный домен располагается на правом берегу р. Сигмы вблизи тела габброидов комплекса лерцолитов – габброноритов и занимает незначительную площадь, в связи с плохой обнаженностью в этой части участка. Простираения гнейсовидности и контактов пород не выдержаны (врезки Д, Е на рис. 2), меняясь от северо-восточных, через субмеридиональные, до северо-западных. Линейность проявлена очень слабо, складки более открыты, с крутыми осевыми плоскостями. Жилы пегматитов и контакт габбро имеют секущие соотношения с гнейсовидностью вмещающих пород.

Структурные наблюдения на участке указывают на формирование ЗТМ в рамках единого цикла тектонической активности (надвигообразования), в условиях хрупко-пластических сдвиговых деформаций. Подстилающие ЗТМ толщи имеют тот же структурный план, что и породы меланжа, в отличие от перекрывающих комплексов, характеризующихся собственным структурным парагенезом. Формирование последнего в южном домене участка предположительно может быть связано с подворотом ранних структурных элементов на контакте с зоной меланжа.

### Главные особенности петрографии и состава минералов некоторых типов пород меланжа

Для определения условий структурных и метаморфических преобразований в ЗТМ наиболее подробно изучались породы, чутко реагирующие на изменение внешних условий. В данном случае анализировались образцы глиноземистых гнейсов (PG114, PG275), метагаббро (PG271), гранатовых амфиболитов (PG271-2) и мигматизированных гранат-биотит-амфиболовых гнейсов (PG110А, ЕКГ45-3), классифицируемых как тектонометаморфиты.

*Глиноземистые гнейсы* представляют собой среднезернистые, недифференцированные, слабо мигматизированные, местами послонно прокварцованные породы. На участке они развиты исключительно в ЗТМ в виде прослоев и линз сравнительно небольшой мощности (М – первые метры) и нередко имеют постепенные переходы к ( $\pm$ Gt)-амфибол-биотитовым гнейсам. По минеральному составу глиноземистые гнейсы отвечают гранат-биотитовым и кианит-гранат-биотитовым (+Pl, +Qz) разновидностям, микроструктуры лепидогранобластовые, с элементами порфиробластовых (Gt, Pl), из второстепенных и акцессорных минералов в небольших количествах встречаются мусковит (серицит), ортоклаз, хлорит, альбит, рудный минерал, апатит.

Химический состав проанализированных минералов из глиноземистых гнейсов района оз. Коржино по данным микронзондового анализа ( $\pm$ Ky – Gt<sub>70-85</sub> – Vt<sub>35-42</sub> – Pl<sup>29-37</sup> – Qz) \* не выходит за рамки составов, характерных для аналогичных пород БПП (табл. 1, 2), кроме того, на основе полученных данных можно сопоставить развитие этих пород с конкретными этапами тектоно-метаморфической эволюции Беломорья. Так, гранаты Коржинских гнейсов обладают четко выраженной контрастной зональностью регрессивного типа (рис. 4, А). От центральных к краевым участкам зерен наблюдается закономерное увеличение содержания Fe, Mn и железистости с уменьшением Mg и Ca. В абсолютных значениях составы центральных (реликтовых) частей зерен соответствуют составам гранатов «ребольских» гнейсов, а составы краевых – раннесекофенских (Сибелев, 1998). Биотиты за счет относительно быстрой диффузии компонентов в этом минерале, не обладают зональностью и тяготеют к промежуточным составам между биотитами гнейсов названных этапов ( $TiO_2 = 2,8-3,2\%$ ;  $F(FeO/(FeO + MgO \cdot 100)) = 49-55$ ). Изученные зерна плагиоклаза характеризуются несколько повышенной основностью (табл. 3), более характерной для плагиоклазов из гнейсов ранних этапов метаморфизма.

Таким образом, структурно-текстурные особенности, минеральный состав и химический состав минералов глиноземистых гнейсов ЗТМ позволяет коррелировать их с неорархейскими гнейсами чупинского парагнейсового пояса, подвергшимся тектоно-метаморфическим преобразованиям в палеопротерозое (гнейсы 4<sub>2</sub> по А. М. Ручьеву, 2002).

*Амфиболиты* в пределах изученной площади разнообразны по составу: от почти мономинеральных роговообманковых, гранатовых и диопсид-гранатовых разновидностей до лейкоамфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов. Генезис этих пород также различен. По крайней мере, часть их отвечает ортоамфиболитам. Очевидно, что в ЗТМ пространственно совмещены обломки пород, каждая из которых характеризуется собственной, дотектонической (предшествующей надвигообразованию) геологической историей. Помимо этого, при петрографическом изучении в некоторых образцах были зафиксированы наложенные парагенезисы, например, в гранатовых амфиболитах нередко встречаются ассоциации с поздним хлоритом, а в роговообманковых амфиболитах – идиоморфные, хорошо ограненные кристаллы амфибола актинолит-тремолитового ряда. Эти наблюдения свидетельствуют о наличии регрессивных (диафторических) метаморфических процессов.

\* Микронзондовые анализы выполнены на кафедре петрографии МГУ на сканирующем электронном микроскопе CamScan 4DV с приставкой для энергодисперсионного анализа AN 10000 (аналитик Е. В. Гусева).

Таблица 1

## Кристаллохимические формулы, железистость и компонентный состав гранатов

№ обр.	Минерал	Mg	Ca	Fe <sup>2+</sup>	Mn	S X	Si	Al	O	f	Prp	Ca-Gt	Alm	Sps
PG271-2-2	Gt край	0,32	0,70	1,87	0,10	3,00	2,99	2,01	12	85,41	10,67	23,44	62,48	3,40
PG271-2-3	Gt пром.	0,39	0,72	1,86	0,08	3,05	2,98	1,96	12	82,66	12,77	23,66	60,86	2,71
PG271-2-4	Gt центр	0,37	0,72	1,89	0,09	3,06	2,97	1,97	12	83,61	12,09	23,43	61,69	2,78
PG271-2-5	Gt центр	0,32	0,72	1,89	0,09	3,02	2,98	1,99	12	85,54	10,58	23,91	62,61	2,90
PG271-2-6	Gt край	0,35	0,74	1,87	0,11	3,07	2,98	1,95	12	84,25	11,39	24,06	60,89	3,66
PG114-2	Gt край	0,50	0,15	2,26	0,10	3,01	2,98	2,01	12	81,87	16,59	5,12	74,95	3,34
PG114-4	Gt пром.	0,77	0,21	1,98	0,08	3,05	2,98	1,98	12	72,05	25,28	7,06	65,17	2,49
PG114-5	Gt центр	0,82	0,22	1,96	0,06	3,06	2,98	1,96	12	70,49	26,81	7,29	64,06	1,84
PG114-6	Gt центр	0,82	0,22	1,93	0,07	3,04	2,98	1,98	12	70,16	26,99	7,39	63,46	2,15
PG114-7	Gt кр с Bt	0,50	0,18	2,28	0,09	3,05	2,96	1,99	12	82,02	16,40	5,81	74,83	2,96
PG271-2	Gt край	0,52	0,69	1,80	0,05	3,06	2,97	1,97	12	77,60	17,00	22,53	58,92	1,55
PG271-3	Gt с Ilm	0,51	0,69	1,83	0,05	3,08	2,96	1,96	12	78,23	16,54	22,50	59,44	1,52
PG271-5	Gt центр	0,50	0,71	1,83	0,04	3,08	2,96	1,96	12	78,58	16,23	23,00	59,56	1,21
PG271-6	Gt пром.	0,55	0,66	1,81	0,04	3,06	2,97	1,97	12	76,74	17,95	21,50	59,22	1,33
PG271-7	Gt край	0,42	0,74	1,88	0,05	3,09	2,96	1,95	12	81,77	13,58	23,79	60,92	1,72
EKG45-3-2	Gt край	0,13	1,01	1,91	0,03	3,08	3,00	1,92	12	93,61	4,23	32,70	61,97	1,10
EKG45-3-3	Gt центр	0,12	0,99	1,95	0,05	3,11	3,01	1,89	12	94,21	3,86	31,83	62,85	1,46
EKG45-3-4	Gt центр	0,11	0,98	1,95	0,05	3,09	3,01	1,90	12	94,65	3,56	31,69	63,03	1,71
EKG45-3-5	Gt край	0,08	1,02	1,98	0,08	3,16	2,95	1,89	12	96,11	2,53	32,41	62,48	2,59
EKG45-12	Gt с Bt	0,11	0,98	1,93	0,04	3,06	3,04	1,90	12	94,60	3,60	32,06	63,04	1,30
PG110A-1	Gt край	0,05	0,82	1,96	0,22	3,05	3,01	1,95	12	97,51	1,64	26,88	64,26	7,21
PG110A-2	Gt центр	0,02	0,84	2,03	0,22	3,11	2,99	1,89	12	99,02	0,64	27,14	65,21	7,01
PG110A-3	Gt центр	0,04	0,84	2,02	0,24	3,14	2,95	1,90	12	98,06	1,27	26,65	64,33	7,75
PG110A-4	Gt край	0,03	0,85	2,00	0,21	3,09	2,96	1,95	12	98,52	0,97	27,45	64,70	6,88
PG110A-11	Gt край	0,02	0,86	1,93	0,33	3,14	2,95	1,90	12	98,98	0,64	27,42	61,46	10,48
PG275-1	Gt центр	0,69	0,22	2,05	0,07	3,04	2,98	1,98	12	74,84	22,72	7,31	67,57	2,40
PG275-2	Gt пром.	0,67	0,24	2,01	0,08	3,00	3,01	1,99	12	74,98	22,35	7,96	66,97	2,72
PG275-3	Gt край	0,40	0,24	2,34	0,15	3,14	2,90	1,96	12	85,42	12,75	7,73	74,65	4,86

Примечание. Здесь и далее цифры после номера образца соответствуют точкам анализа на рисунках; «пром.» – промежуточные точки определения состава на линии профиля от центра к краю зерна; «Gt с Bt» – точки определений состава в непосредственной близости с включениями биотита.

Таблица 2

## Кристаллохимические формулы и железистость биотитов

№ обр.	Прим.	K	Na	S A	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Ti	Mn	Al <sup>VI</sup>	S B	Si	Al <sup>IV</sup>	O	OH	f
PG110A-9		0,86	0,04	0,89	0,20	2,36	0,33	0,01	0,10	3,00	2,77	1,23	10,00	2,00	92,06
PG110A-10		0,94	0,09	1,02	0,19	2,37	0,34	0,00	0,10	3,00	2,80	1,20	10,00	2,00	92,75
PG110A-12		0,92	0,00	0,92	0,19	2,32	0,34	0,01	0,14	3,00	2,78	1,22	10,00	2,00	92,34
PG275-4	Bt с Gr	0,87	0,03	0,90	1,39	0,99	0,18	0,00	0,45	3,00	2,80	1,20	10,00	2,00	41,54
PG275-5		0,85	0,07	0,92	1,43	0,94	0,15	0,01	0,46	3,00	2,79	1,21	10,00	2,00	39,71
PG114-1	Bt с Gr	0,82	0,11	0,93	1,54	0,84	0,15	0,00	0,47	3,00	2,79	1,21	10,00	2,00	35,26
PG114-3	Bt в Gr	0,86	0,08	0,94	1,53	0,88	0,15	0,00	0,43	3,00	2,78	1,22	10,00	2,00	36,51
PG114-8	Bt с Gr	0,88	0,04	0,92	1,48	0,93	0,15	0,00	0,44	3,00	2,80	1,20	10,00	2,00	38,65
PG114-11		0,87	0,05	0,92	1,51	0,89	0,16	0,00	0,43	3,00	2,82	1,18	10,00	2,00	37,14
EK45-3-8		0,92	0,04	0,96	0,46	2,05	0,12	0,00	0,37	3,00	2,79	1,21	10,00	2,00	81,75
EK45-10		0,93	0,05	0,99	0,43	2,04	0,16	0,01	0,36	3,00	2,77	1,23	10,00	2,00	82,43
EK45-11	Bt с Gr	0,85	0,08	0,93	0,43	2,03	0,18	0,00	0,36	3,00	2,74	1,26	10,00	2,00	82,40

В целях изучения РТ-условий метаморфизма на микрозоне анализировались метагабброиды и гранатовые амфиболиты из ЗТМ (рис. 4, Б, В). Первые макроскопически сохраняют «габбровый» облик и встречаются в виде не крупных, часто деформированных тел (рис. 5). Они представляют собой массивные мелкозернистые породы петельчатой, гранобластовой, с элементами пойкилобластовой структуры. К сожалению, метагабброиды не были идентифицированы с какими-либо интрузивными комплексами

БПП. Внешне эти породы сходны с коронитовыми (гранатовыми) габбро, однако магматические минералы в них перекристаллизованы, и лишь в редких случаях под микроскопом можно наблюдать реликты первичных друзитовых структур. Минеральный состав метагаббро: Qz – Spx(Di)<sub>29,1</sub> – Gt<sub>77–82</sub> – Hbl<sub>38–42</sub> – Pl<sup>29–31</sup>, второстепенные минералы представлены ильменитом и сфеном, при этом сфен часто образует каемки вокруг ильменита, в единичных зернах отмечены биотит и апатит.

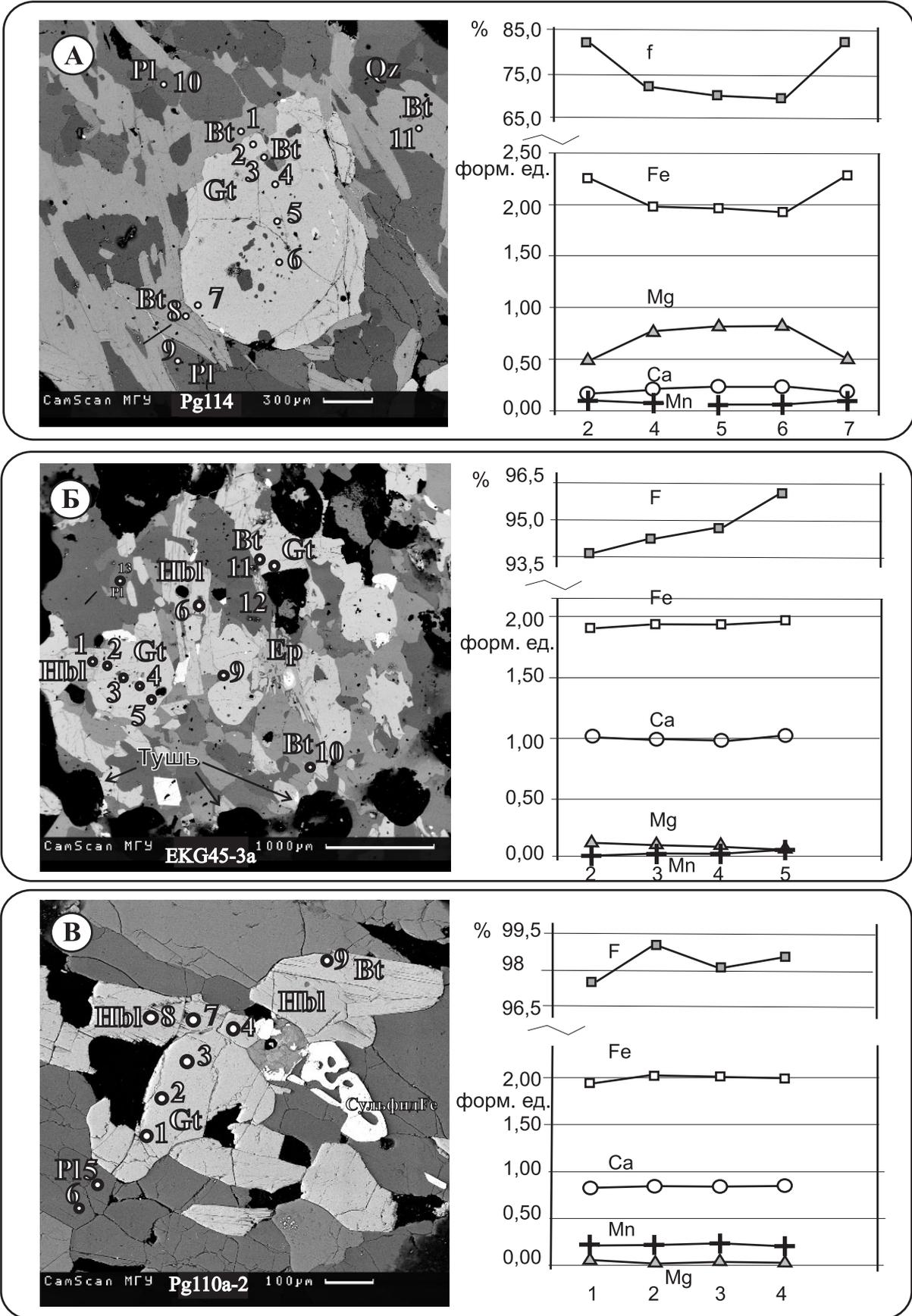


Рис. 4. Положение точек микрозондового анализа на микрофото (в отраженных электронах) и профили концентрационного распределения компонентов в гранатах (пояснения в тексте)

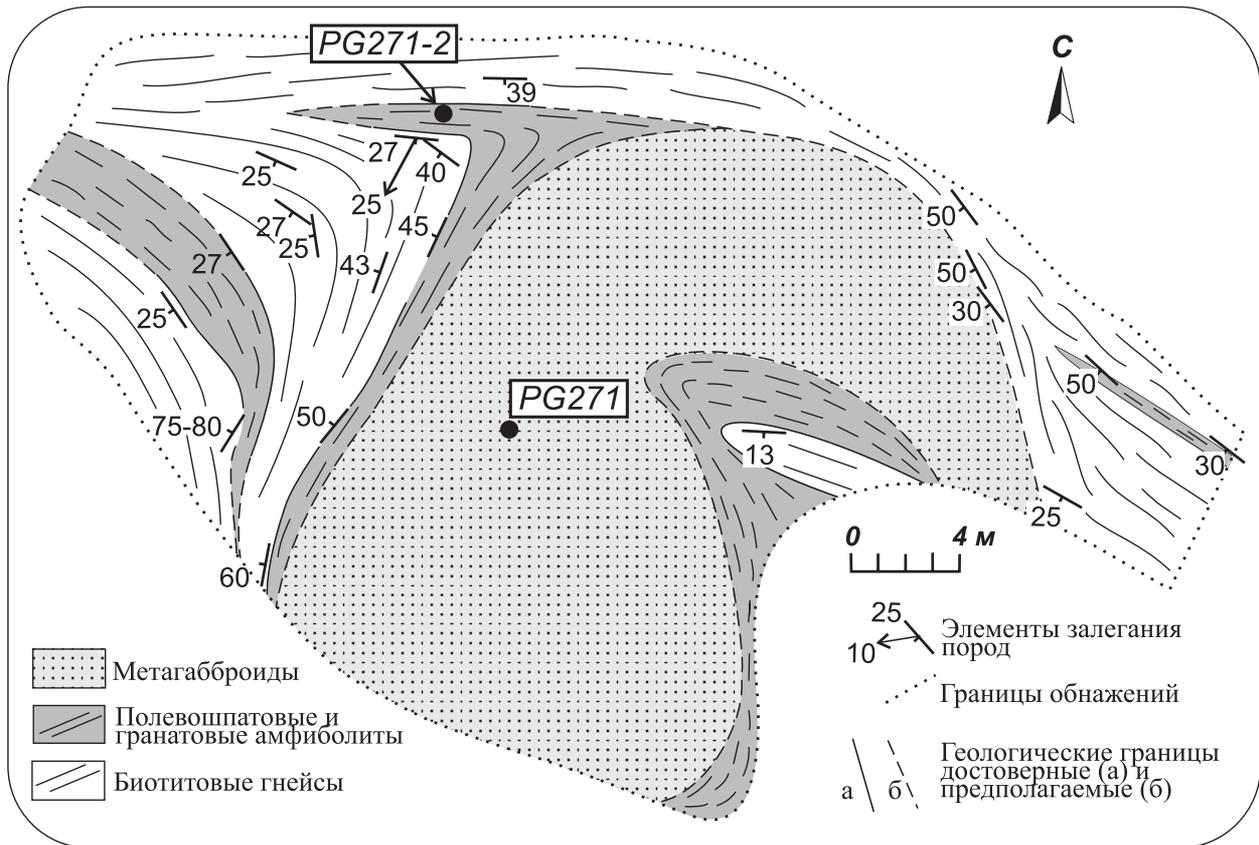


Рис. 5. Деформация тела метагаббро в ЗТМ (план обнажения)

Проанализированные гранатые амфиболиты имеют почти тот же минеральный состав ( $Bt - Gt_{70-85} - Qz - Hbl_{50-52} - Pl^{28-30}(Ep, Sf, Ilm)$ ), что и метагабброиды, но отличаются более крупнозернистой, гранонематобластовой, порфиробластовой структурой, в них большее количество лейкократовых минералов и биотита, нет диопсида, но в значительных количествах появляется эпидот.

Составы проанализированных минералов из метагабброидов и гранатых амфиболитов представлены в таблицах 1–5 и в целом типичны для составов минералов из подобных пород БПП. Гранаты из метагаббро исследуемого района характеризуются отсутствием зональности. Слабо выраженная зональность с регрессивной тенденцией появляется в гранатах из амфиболитов. От метагабброидов к амфиболитам в гранатах закономерно снижаются содержания Mg при увеличении f, содержания Fe и Mn.

Проанализированные амфиболы метагабброидов имеют желтовато-зеленые цвета плеохроизма и по номенклатуре CNMMN IMA (Номенклатура..., 1997) отвечают магнизальным роговым обманкам и чермакиту, в гранатых амфиболитах развиты чермакиты и паргаситы. В амфиболах метагаббро относительно амфиболов из гранатых амфиболитов ниже содержание глинозема как в октаэдрической, так и в тетраэдрической позиции, а также f, Na и Fe, выше – Si и Mg. Единственное проанализированное зерно клинопироксена из метагаббро отвечает диопсиду:  $(Fe^{2+}_{0,02}Ca_{0,94}Na_{0,04})_{1,0} (Al^{VI}_{0,03}Fe^{3+}_{0,03}Mg_{0,71} Fe^{2+}_{0,23})_{1,0}$

$(Si_{1,97}Al^{IV}_{0,03}Fe^{3+}_{0,03})_{2,0}$  с содержанием Jad 3,65% ( $Wo_{45,72}En_{35,30}Fs_{12,88}$ ) (по: Sawthorn, Collerson, 1974).

В свете настоящих исследований наибольший интерес представляют *тектонOMETAMОРФИТЫ* – породы матрикса ЗТМ. По совокупности имеющихся данных можно утверждать, что это синтетектонические образования, как пространственно, так и во времени маркирующие главную фазу тектонических движений. Макроскопически и по особенностям вещественного состава тектонOMETAMОРФИТЫ подобны чарнокитам. Текстура они представляют собой послойные инъекционные мигматиты (рис. 6). Неосома мигматитов преимущественно полевошпатовая с крупными (в несколько см) порфиробластами плагиоклаз-микроклинового состава. Порфиробласты овальной формы, уплощенные вдоль мигматитовой полосчатости, облекаются последней и нередко формируют ротационные структуры, подчеркивающие значительную сдвиговую компоненту при формировании облика пород. Плагиоклаз в порфиробластах часто иризирующий. Палеосома мигматитов, по нашим представлениям, полностью перекристаллизована и при сохранении общих структурно-текстурных особенностей породы варьирует по минеральному составу от биотитовых до гранат-биотит-амфиболовых разновидностей. Минеральный состав палеосомы меняется по латерали мигматитовых тел, отражая непостоянство состава протолита. В области развития амфиболитов (обр. ЕКГ45-3, PG110A) палеосома мезократовая, слабо гнейсовидная, микроструктура равномернозернистая, гранобластовая, с элементами нематобластовой.

Таблица 3

## Кристаллохимические формулы и минеральный состав плагиноклазов

№ обр.	Прим.	K	Na	Fe <sup>2+</sup>	Ca	S	Al	Si	S	O	Ab	An	Ort
PG271-12	Pl в стороне	0,02	0,62	0,00	0,29	0,92	1,28	2,73	4,01	8	67,10	31,00	1,90
PG271-1	Pl с Gt	0,02	0,67	0,02	0,29	0,99	1,28	2,71	3,99	8	67,20	29,40	1,80
PG114-10	Pl с Bt	0,01	0,69	0,00	0,29	0,98	1,27	2,72	4,00	8	70,00	29,20	0,50
PG114-9	Pl с Bt	0,00	0,68	0,00	0,28	0,97	1,27	2,74	4,00	8	70,30	28,80	0,50
PG271-2-10	Pl с Gt	0,01	0,66	0,01	0,29	0,98	1,30	2,70	4,00	8	67,70	30,20	1,10
PG271-2-9	Pl с Gt	0,01	0,69	0,00	0,27	0,97	1,23	2,76	3,99	8	71,50	27,70	0,80
PG 275-6	Pl с Gt	0,00	0,64	0,01	0,37	1,02	1,36	2,63	3,99	8	62,70	36,60	0,00
PG 275-7	Pl в стороне	0,01	0,66	0,00	0,30	0,97	1,29	2,72	4,00	8	68,40	30,90	0,70
EKG45-3-13	Pl в стороне	0,01	0,73	0,00	0,25	0,99	1,24	2,76	4,00	8	73,60	25,00	1,10
EKG45-3-9	Pl с Gt	0,01	0,71	0,01	0,25	0,99	1,25	2,75	3,99	8	72,30	25,70	0,70
PG110-5	Pl с Gt	0,01	0,86	0,01	0,13	1,00	1,12	2,88	3,99	8	86,00	12,50	0,70
PG110-6	Pl в стороне	0,01	0,84	0,01	0,12	0,98	1,09	2,90	4,00	8	85,70	12,50	1,00

Таблица 4

## Кристаллохимические формулы амфиболов

№ обр.	Na	K	SA	Ca	Na	SB	Al <sup>VI</sup>	Ti	Fe <sup>3+</sup>	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Mn	SC	Si	Al <sup>IV</sup>	ST	O	OH
PG271-2-1	0,31	0,14	0,45	1,82	0,18	2	0,50	0,15	0,49	2,17	1,68	0,00	5	6,42	1,58	8	22	2
PG271-2-7	0,39	0,13	0,53	1,82	0,18	2	0,53	0,17	0,37	2,10	1,83	0,01	5	6,42	1,58	8	22	2
PG271-2-8	0,31	0,14	0,45	1,80	0,20	2	0,53	0,16	0,43	2,04	1,82	0,02	5	6,44	1,56	8	22	2
PG271-2-12	0,37	0,15	0,52	1,85	0,15	2	0,50	0,17	0,40	2,11	1,81	0,01	5	6,39	1,61	8	22	2
PG271-8	0,23	0,18	0,41	1,88	0,12	2	0,48	0,16	0,29	2,59	1,48	0,00	5	6,61	1,39	8	22	2
PG271-9	0,29	0,18	0,47	1,83	0,17	2	0,51	0,19	0,34	2,66	1,30	0,00	5	6,47	1,53	8	22	2
PG271-11	0,33	0,16	0,49	1,88	0,12	2	0,45	0,19	0,25	2,47	1,64	0,01	5	6,56	1,44	8	22	2
EKG45-3-6	0,29	0,42	0,71	1,85	0,15	2	0,61	0,14	0,61	0,58	3,05	0,01	5	5,95	2,05	8	22	2
EKG45-3-1	0,30	0,36	0,66	1,83	0,17	2	0,80	0,11	0,59	0,53	2,97	0,00	5	5,89	2,11	8	22	2
PG110A-7	0,36	0,35	0,71	1,82	0,18	2	0,32	0,24	0,44	0,32	3,62	0,06	5	6,23	1,77	8	22	2
PG110A-8	0,51	0,37	0,88	1,83	0,17	2	0,22	0,24	0,44	0,33	3,72	0,05	5	6,14	1,86	8	22	2

Примечание. По классификации CNMNM IMA (Номенклатура..., 1997) обр. PG271-2-1, PG271-2-8, PG271-9 относятся к чермакитам; PG271-2-7, PG271-2-12 – к паргаситам; PG271-8, PG271-11 – к магнезильным роговым обманкам; EKG45-3-6, PG110A-7, PG110A-8 – к гастингситам; EKG45-3-1 – к ферропаргаситам.

В тектонометаморфитах многое необычно. Помимо своеобразной геологической позиции этих пород, «пейзажного» внешнего вида и других характеристик, о которых пойдет речь ниже, в первую очередь обращает на себя внимание окраска мафических минералов в шлифах. Так, гранат имеет отчетливый розовато-кремовый цвет, а биотит и роговая обманка плеохроируют, соответственно, от зеленовато-бурого и темно-зеленого до совершенно черного цвета. Это явление связано с особенностями химизма этих минералов (табл. 1, 2, 4) и, в прежде всего, с аномально высокой железистостью ( $Gt_{94-99}$ – $Kfs$  –  $Vt_{82-93}$  –  $Hbl_{86-93}$  –  $Pl^{13-25}$ – $Qz$  (Ep, Ort, Sf, рудный минерал)). Например, железистость (f) граната в образце PG110A достигает 99%! Такие значения f получаются за счет мизерных содержаний Mg (0,02–0,05 ф. ед. в PG110A и 0,08–0,13 ф. ед. в EKG45-3), иногда более низких, чем содержания Mn (0,03–0,33), и достаточно высокому содержанию Fe (1,93–2,03 ф. ед.). Зональ-

ность в гранатах из тектонометаморфитов практически отсутствует (рис. 4, Б, В), а высокие вариации f вследствие несопоставимости значений Mg и Fe часто носят случайный характер.

Биотиты по составу тяготеют к аннит-сидерофиллитам ( $Al^{IV} = 1,2–1,26$  ф. ед.) и, наряду с высокой железистостью ( $F = 88,9–95,8\%$ ), характеризуются высокими концентрациями  $TiO_2$ , достигающими 5,6 масс. %.

Амфиболы из тектонометаморфитов принадлежат к группе гастингситов, которые отличаются повышенными значениями  $Fe^{3+}$  (табл. 4), более высокими, чем содержания тетраэдрического Al, лишь один образец отвечает ферропаргаситу с обратными отношениями этих показателей. Относительно амфиболов из метагаббро и гранатовых амфиболов гастингситы тектонометаморфитов отличаются пониженными содержаниями кремнезема и, соответственно, более высокими содержаниями глинозема в тетраэдрической позиции, кроме того, они более насыщены щелочами ( $(Na + K)_a = 0,66–0,88$  ф. ед.), главным образом калием.



**Рис. 6. Мигматизация и порфиробластез в тектонометаморфите**

Плагиоклаз в рассматриваемых породах более кислый, чем в других проанализированных породах ЗТМ (табл. 3).

В двух изученных образцах тектонометаморфитов составы минералов обладают общими чертами, отличающими их от аналогичных минералов других пород. Тем не менее между этими образцами главные кристаллохимические показатели минералов имеют значительные расхождения. Этот факт косвенно подтверждает тезис, выдвинутый при анализе геологических данных, о том, что тектонометаморфиты формировались по неоднородному протолигу, уже, возможно, дезинтегрированному.

#### **Оценка P-T-параметров метаморфизма**

Рассмотрение минеральных парагенезисов и состава минералов из пород ЗТМ позволяет произвести качественную оценку параметров метаморфических преобразований и их направленности. В глиноземистых гнейсах, чутко реагирующих на смену температур и хорошо изученных в БПП (Гродницкий и др., 1985; Володичев, 1990; Сибелев, 1998, 1999; Ручьев, 2002 и др.), наиболее информативны гранаты и биотиты, для которых выявлены закономерности химизма в зависимости от P-T-условий метаморфизма. Проанализированные гранаты глиноземистых гнейсов ЗТМ были метаморфизованы в условиях кианит-ортоклазовой субфации (по: Володичев, 1990) с последующими регрессивными преобразованиями в кианит-микроклиновой субфации, а биотиты – в рамках амфиболитовой фации. Количественные значения палеотемператур и палеодавлений по термобаромет-

рическим расчетам представлены в табл. 5. Для центральных, реликтовых участков зерен граната из глиноземистых гнейсов T и P (с известной долей приближения) составляют 624–689 °C; 7,3–8,6 кбар, для краевых – 497–536 °C; 6,0–7,5 кбар.

Сравнение составов минералов из метагаббро и из гранатовых амфиболитов показало, что гранат в метагаббро относительно более высокотемпературный (выше магниальность, ниже марганцовистость), в гранатовых амфиболитах, наоборот, более высокотемпературными оказались амфиболы (например, по соотношению глинозема в различных позициях кристаллохимических формул). Термометрия дает предпочтение вкладу амфиболов в результаты расчета (см. табл. 5), т. е. палеотемпературы метаморфизма, полученные для гранатовых амфиболитов, несколько выше.

В целом можно заключить, что полученные P-T значения метаморфизма глиноземистых гнейсов и пород, богатых CaO, достаточно близки, однако последние «реагируют» на изменение внешних условий медленнее.

В тектонометаморфитах достаточно высокотемпературные амфиболы, а составы гранатов и биотитов настолько нестандартны, что зачастую не «вписываются» в диаграммы состав – температура. Их повышенная железистость, казалось бы, должна отвечать невысоким степеням метаморфизма, но цифры, полученные по гранат-биотитовым термометрам (670–811 °C), при высокой дисперсии, гораздо выше аналогичных показателей глиноземистых гнейсов. Даже если отбросить максимальные значения, температурные условия метаморфизма тектонометаморфитов, полученные по этим тер-

мометрам, будут превышать показатели ранних парагенезисов глиноземистых гнейсов в среднем на 100–150 °С и поздних парагенезисов – на 170–225 °С. Относительно метагаббро и гранатовых амфиболитов расчетные

значения Т формирования тектонометаморфитов по различным термометрам выше на 80 °С (Graham, Powell, 1984), 70 °С (Holland, Blundy, 1994) и 150–270 °С (Powell, 1985).

Таблица 5  
Термобарометрия пород ЗТМ

№ обр.	№ т.	T, °С	Термометр		P, кбар	Барометр		
Pg114	2, 1, 10	505	Gt-Bt	Holdway, Lee, 1977	6,3	Gt-Pl-Qz-Ky	Aranovich, 1983	
		499	Gt-Bt	Перчук, 1981	6,6	Gt-Pl-Qz-Ky	Stowell, 1989	
		505	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991				
	2, 3, 10	515	Gt-Bt	Holdway, Lee, 1977	6,3	Gt-Pl-Qz-Ky	Aranovich, 1983	
		524	Gt-Bt	Перчук, 1981	6,6	Gt-Pl-Qz-Ky	Stowell, 1989	
		517	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991				
	4, 3, 10	637	Gt-Bt	Holdway, Lee, 1977	7,5	Gt-Pl-Qz-Ky	Aranovich, 1983	
		624	Gt-Bt	Перчук, 1981	7,3	Gt-Pl-Qz-Ky	Stowell, 1989	
		630	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991				
	6, 8, 9	689	Gt-Bt	Holdway, Lee, 1977	7,6	Gt-Pl-Qz-Ky	Aranovich, 1983	
		659	Gt-Bt	Перчук, 1981	7,5	Gt-Pl-Qz-Ky	Stowell, 1989	
		676	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991				
	7, 8, 9	526	Gt-Bt	Holdway, Lee, 1977	6	Gt-Pl-Qz-Ky	Aranovich, 1983	
		535	Gt-Bt	Перчук, 1981	6,3	Gt-Pl-Qz-Ky	Stowell, 1989	
		536	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991				
Pg275	2, 5, 7	638	Gt-Bt	Holdway, Lee, 1977	8,6	Gt-Pl-Qz-Ky	Aranovich, 1983	
		624	Gt-Bt	Перчук, 1981	8,4	Gt-Pl-Qz-Ky	Stowell, 1989	
		631	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991				
	3, 4, 6	506	Gt-Bt	Holdway, Lee, 1977	7,2	Gt-Pl-Qz-Ky	Aranovich, 1983	
		497	Gt-Bt	Перчук, 1981	7,5	Gt-Pl-Qz-Ky	Stowell, 1989	
		512	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991				
Pg271	1, 2, 8	618	Grt-Hbl	Graham, Powell, 1984	6,0	Hbl	Hollister et al., 1987	
		596	Grt-Hbl	Powell, 1985	6,0	Hbl	Schmidt, 1991	
	1, 5, 8	612	Grt-Hbl	Graham, Powell, 1984	6,0	Hbl	Hollister et al., 1987	
		590	Grt-Hbl	Powell, 1985	6,0	Hbl	Schmidt, 1991	
Pg271-2	1, 3, 9, 10	643	Grt-Hbl	Graham, Powell, 1984	6,0	Hbl	Blundy, Holland, 1990	
		623	Grt-Hbl	Powell, 1985	7,2	Hbl	Hollister et al., 1987	
		663	Hbl-Pl-Qtz	Holland, Blundy, 1994	7,0	Hbl	Schmidt, 1991	
	1, 3, 9	655	Pl-Hbl-Qz	Holland, Blundy, 1994	7,0	Hbl	Blundy, Holland, 1990	
		643	Grt-Hbl	Graham, Powell, 1984	7,0	Hbl	Schmidt, 1991	
		623	Grt-Hbl	Powell, 1985	7,3	Hbl	Hollister et al., 1987	
EKG45-3	6, 11, 12	876	Grt-Hbl	Powell, 1985	8,4	Hbl	Hollister et al., 1987	
		711	Gt-Bt	Holdway, Lee, 1977	8,8	Hbl	Schmidt, 1991	
		670	Gt-Bt	Перчук, 1981				
		697	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991				
	9, 11, 12	897	Grt-Hbl	Powell, 1985	11,8	Hbl	Hollister et al., 1987	
		811	Gt-Bt	Перчук, 1981	11,2	Hbl	Blundy, Holland, 1990	
					11,0	Hbl	Schmidt, 1991	
	11, 1, 2	787	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991	11,8	Hbl	Hollister et al., 1987	
		776	Grt-Hbl	Powell, 1985	11,2	Hbl	Blundy, Holland, 1990	
					11,0	Hbl	Schmidt, 1991	
	3, 6, 10	878	Grt-Hbl	Powell, 1985	10,4	Hbl	Hollister et al., 1987	
		672	Gt-Bt	Перчук, 1981	9,8	Hbl	Schmidt, 1991	
	Pg-110A	1, 5, 7, 9	734	Pl-Hbl-Qz	Holland, Blundy, 1994	7,2	Hbl	Hollister et al., 1987
			685	Gt-Bt	Перчук, 1981	7,1	Hbl	Blundy, Holland, 1990
			694	Gt-Bt	Fonarev, Graphchikov, 1991	7,0	Hbl	Schmidt, 1991
3, 5, 8		734	Pl-Hbl-Qz	Holland, Blundy, 1994	7,2	Hbl	Hollister et al., 1987	
		724	Grt-Hbl	Graham, Powell, 1984	7,1	Hbl	Blundy, Holland, 1990	
					7,0	Hbl	Schmidt, 1991	

Интересно, что давления при метаморфизме, по результатам барометрии тектонометаморфитов, относительно вмещающих пород практически не меняются, лишь в отдельных расчетных точках обр. ЕКГ45-3 оно достигает 11,8 кбар, что при полученных для них температурах вполне естественно и вписывается в тренды фациальных серий.

### Обсуждение результатов

Изучение геологического строения Коржинской структуры показало, что она характеризуется всеми признаками зон меланжа БПП: локальным развитием, пологой линейной надвиговой формой, наличием гетерогенной обломочной части и пластичного матрикса, специфическим, свойственным исключительно подобным зонам стилем синнадвиговых деформаций. К этому можно добавить выявленные неоднородности проявлений метаморфизма и высокие параметры метаморфизма матрикса.

Коржинская ЗТМ имеет субсогласное статистическому максимуму планарных структурных элементов общее простирание и ортогональное, по падению пород, погружение линейных элементов (маркирующих ЮЮЗ траекторию транспорта толщ). Такое свойство фиксируется и в соседних (эшелонированных?) зонах района р. Поньгомы, что может свидетельствовать об отсутствии признаков транспрессионных тектонических движений. Остается нерешенным вопрос о взаимоотношении ЗСЗ пологих структур типа Коржинской с субмеридиональными, крутопадающими структурами, непосредственно примыкающими к первым. Авторы склонны рассматривать их в рамках единого тектонического поля напряжений.

Вопрос о возрасте формирования рассматриваемой структуры на данной стадии изученности остается открытым. То, что здесь проявлены протерозойские (свекофенские) процессы, не вызывает сомнений. Это подтверждается возрастом сфена из тектонометаморфитов (1,8 млрд лет, устное сообщение Е. В. Бибиковой), положением пегматитов мусковитовой формации, развитием характерных парагенезисов в глиноземистых гнейсах и наличием субсогласных простиранию структуры зон амфиболитизации и биотитизации в габбро комплекса лерцолитов – габброноритов. Можно предположить, что мы имеем дело с ремобилизацией архейской тектоники, но представляется, что в таком случае встречались бы наложенные (или реликтовые) структурные элементы, как четко фиксируются в ЗТМ Котозера или Гридино, но не отмечены на изученной площади. На участке в пределах всей нижней пластины, поддвигаемой на ЮЮЗ, закономерно фиксируются строго выдержанные элементы залегания.

Введение в обиход понятия «тектонометаморфит» продиктовано отсутствием сколько-нибудь приемлемых терминов, отражающих структурно-текстурные особенности этих пород и их роль в тектоногенезе. Между тем породы такого типа в БПП не

редкость. Сравнение тектонометаморфитов Коржинской ЗТМ с генетически близкими породами районов Гридино и Котозера показало, что вещественный состав их может варьировать в широких пределах от гранитоидного до диоритового даже в отдельно взятой структуре. Необходимым условием отнесения тех или иных образований к тектонометаморфитам является четкая геологическая позиция пород в виде матрикса меланжа и способность к пластичности, достигающейся в условиях частичного, участками – полного плавления (мигматизации и гранитообразования). Таким образом, температуры, сопутствующие формированию структурно-вещественных комплексов меланжа, должны быть довольно высокими, что подтверждается палеотермобарометрией тектонометаморфитов (в среднем 700–800 °С и выше). Тектонические зоны при этом служат проводниками флюида и эндогенного теплового потока, который отчасти генерируется самими тектоническими движениями. Необычный состав минералов тектонометаморфитов Коржино, интенсивная мигматизация и полная перекристаллизация субстрата дают некоторое представление о сложном механизме их образования, в котором участвуют метасоматические, магматические и метаморфические процессы.

Обломочная часть меланжированных зон может быть метаморфизована в различных условиях, зачастую не совпадающих с РТ-параметрами преобразований матрикса. Например, в центральной части Гридинской зоны среди разнородных включений присутствуют обломки эклогитов, в южной части – фрагменты относительно низкобарических гранат-диопсидовых амфиболитов. В районе Коржино фиксируются глиноземистые гнейсы и амфиболиты, барические условия преобразований которых не выходят за рамки условий региональных этапов метаморфизма БПП. Эти факты свидетельствуют о том, что тектонические движения приводили к вовлечению в ЗТМ обломков пород, выведенных с различных гипсометрических уровней, вплоть до нижнекоровых (или мантийных?).

Матрикс Гридинской ЗТМ представлен амфиболовыми мигматит-гранитами, тоналитами и амфиболовыми гнейсами, степень метаморфизма которых примерно соответствует уровню метаморфизма матрикса Коржинской структуры. Однако если палеотемпературы формирования тектонометаморфитов Гридино, как правило, ниже палеотемператур метаморфизма включений, то в ЗТМ Коржино ситуация обратная. Различие параметров метаморфизма обломочной части и матрикса свидетельствует о высокой скорости протекания тектоно-метаморфических процессов.

Большой разброс расчетных значений РТ-параметров для тектонометаморфитов не связан с какими-либо реакционными взаимоотношениями минералов и парагенезисов (регрессивные или наложенные процессы в этих породах не зафиксированы) и обусловлен не только несовершенством термобарометрических расчетов. Скорей

всего, эти вариации зависят либо от глубин, с которых выводились породы, либо от неравномерности теплового флюидного и магматического потока.

### Выводы

В районе оз. Коржино детально закартирован и изучен фрагмент зоны тектонического меланжа. Зона представляет собой полого залегающую структуру надвигового типа с характерным сдвиговым стилем деформаций: выдержанными гнейсовидностью и сланцеватостью, смятыми в лежачие, сжатые складки с осевыми плоскостями, параллельными простиранию ЗТМ, и шарнирами, погружающимися параллельно линейности и бороздчатости, строго по падению пород. Траектория транспорта поддвигаемой пластины – ЮЮЗ. Обломочная часть меланжа представлена различными амфиболитами, метагабброидами, глиноземистыми и гранат-амфиболовыми гнейсами, гранитогнейсами, апоандезитами и мраморами. Матрикс представляет собой тектонометаморфиты – интенсивно мигматизированные гранат-био-

тит-амфиболовые гнейсы, окаймляющие, в виде маломощных прослоев, линзовидные включения пород. РТ-параметры метаморфизма тектонометаморфитов составляют 700–800 °С (по некоторым термометрам до 900 °С) при давлении до 11,8 кбар. Эти параметры гораздо выше, чем в обломочной части меланжа – глиноземистых гнейсах, гранатовых амфиболитах и метагаббро (максимум  $T = 689$  °С,  $P = 8,6$  кбар).

Тектонометаморфиты являются породами, сформировавшимися при интенсивных тектонических движениях по неоднородному субстрату и под воздействием мощного, неравновесного флюидного потока и кислого мигматизирующего расплава. При высокой пластичности, за счет присутствия ликвидусной фазы, тектонометаморфиты способствовали дезинтеграции вмещающих пород, их транспорту с различных уровней глубинности и скольжению тектонических пластин по плоскости ЗТМ. Высокая скорость тектонических процессов способствовала тому, что обломки вмещающих пород сохраняли информацию о предшествующих тектоно-метаморфических преобразованиях.

### ЛИТЕРАТУРА

- Балаганский В. В.* Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. СПб., 2002. 32 с.
- Беляев О. А., Митрофанов Ф. П., Петров В. П.* Локальные вариации РТ параметров тектонометаморфизма в зоне пластического сдвига // Доклады АН. 1998. Т. 361, № 3. С. 370–374.
- Беляев О. А., Петров В. П., Реженева С. А.* Неоднородности состава граната из гнейсов в зоне сдвиговых деформаций (Кольский полуостров) // ЗВМО. 2000. № 1. С. 82–91.
- Володичев О. И.* Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л., 1990. 248 с.
- Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикина Е. В. и др.* Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.
- Володичев О. И., Слабунов А. И., Степанов В. С. и др.* Архейские и палеопротерозойские эклогиты и палеопротерозойские друзиты района с. Гридино (Белое море) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения (путеводитель геологических экскурсий). Петрозаводск, 2005. С. 60–80.
- Гродницкий Л. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И.* Лоушское пегматитовое поле (структурное развитие, полиметаморфизм, гранито- и пегматитообразование). Петрозаводск, 1985. 176 с.
- Доливо-Добровольский Д. В.* Происхождение и условия образования сапфиринсодержащих пород Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2002. 24 с.
- Номенклатура амфиболов:* доклад подкомитета по амфиболам комиссии по новым минералам и названиям минералов международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА) // ЗВМО. 1997. № 6. С. 82–102.
- Перчук Л. Л.* Коррекция биотит-гранатового гео-, термобарометра для  $Mn = Mg + Fe$  изоморфизма в гранат // Доклады АН. 1981. Т. 256, № 2. С. 441–442.
- Перчук Л. П., Кротов А. В., Геря Т. В.* Петрология амфиболитов пояса Тана и гранулитов Лапландского комплекса // Петрология. 1999. Т. 6, № 2. С. 165–196.
- Прияткина Л. А., Шарков Е. В.* Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л., 1979. 128 с.
- Ручьев А. М.* Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс, Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск, 2002. С. 47–58.
- Сибелев О. С.* Позднесвекоффенский (PR1) этап метаморфизма (ЮЗ часть Кольского полуострова и Северная Карелия): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1998. 21 с.
- Сибелев О. С.* Состав и зональность гранатов из полиметаморфитов Беломорья // Вопросы геологии и экологии Карелии: по материалам конференции молодых ученых. Петрозаводск, 1999. С. 13–20.
- Сибелев О. С., Травин В. В., Степанова А. В.* Котозерская зона тектонического меланжа (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск, 2002. С. 27–40.
- Сибелев О. С., Бабарина И. И., Слабунов А. И., Конюхов А. Н.* Архейский эклогитсодержащий меланж Гридинской зоны (Беломорский подвижный пояс) на о. Столбиха: структура и метаморфизм // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 5–20.
- Слабунов А. И.* Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита в архее: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2005. 47 с.
- Alexeev N. L., Levchenkov O. A., Zinger T. F. et al.* Paleoproterozoic PT regimes in the Belomorian Mobile Belt (BMB), Fennoscandian Shield // Abstr. 6th Workshop SVECALAPKO. Lammi, Finland. 2001. P. 1.
- Aranovich L. Ya.* Biotite-garnet equilibria in metapelites. I. The thermodynamics of solid solutions and mineral reactions // Contributions to Phys.-Chem. Petrology. Vol. XI. M., 1983. P. 121–136.

*Blundy Y. D., Holland T. Y. B.* Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // *Contrib. to Mineral. and Petrol.* 1990. Vol. 104, N 2. P. 208–224.

*Cawthorn R. G., Collerson K. D.* The Recalculation of Pyroxene End-Member Parameters and the Estimation of Ferrous and Ferric Iron Content from Electron Microprobe Analyses // *Am. Mineral.* 1974. Vol. 59, N 11–12. P. 1203–1208.

*Fonarev V. I., Grapchikov A. A.* Two-pyroxene thermometry: a critical evaluation // *Progress in metamorphic and magmatic petrology. A memorial volume in honor of D. S. Korzhinskiy.* Ed. L. L. Perchuk. Cambridge University Press, Cambridge. 1991. P. 65–92.

*Graham C. M., Powell R.* A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California // *J. Metamorph. Geol.* 1984. Vol. 2, N 1. P. 33–42.

*Holland T., Blundy J.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib. to Mineral. and Petrol.* 1994. Vol. 116. P. 433–447.

*Hollister L. S., Grissom G. C., Peters E. K. et al.* Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // *Am. Mineral.* 1987. Vol. 72. P. 231–239.

*Holdaway M. J., Lee S. M.* Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations // *Contrib. to Mineral. and Petrol.* 1977. Vol. 63. P. 175–198.

*Powell R.* Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // *J. Metamorph. Geol.* 1985. Vol. 3, N 3. P. 231–243.

*Schmidt M. W.* Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 °C, 3.5–13.0 kbar // *Terra abstracts.* 1991. Vol. 3, N 1. P. 30.

*Stowell H. H.* Silicate and sulphide thermobarometry of low-to medium-grade metamorphic rocks from Holkham Bay, South-East Alaska // *J. Metamorph. Geol.* 1989. Vol. 7, N 3. P. 343–358.