

# МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД В СЕВЕРНОМ ОБРАМЛЕНИИ ЧЕРНОБОРСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА (КОЧКАРСКИЙ КОМПЛЕКС, Ю. УРАЛ)

А.И. Русин, П.С. Козлов

Черноборский массив относится к Кочкарскому ареалу орогенных гранитоидов и располагается в его южной части, между Санарским (на севере) и Чесминским интрузивами. Результатам изучения гранитоидного магматизма этого района посвящено много работ, в которых обсуждаются и вопросы метаморфизма вмещающих комплексов. Одними исследователями этот метаморфизм рассматривается как контактовый, обусловленный внедрением позднелазооидных гранитов [Львов, 1965; Ферштатер и др., 1994; и др.], другими – предлагаются более сложные объяснения, постулирующие интенсивное развитие процессов ультраметаморфизма и магматического замещения в палеозойских [Болтыров и др., 1973; Минкин, 1975] или рифей-вендских [Сначев, Муркин, 1989] гнейсово-мигматитовых куполах, которые и оказывают термальное воздействие на раннее метаморфизованное окружение. Такие трактовки приводят к противоположным оценкам глубин эрозионного среза, который, по представлениям Г.Б. Ферштатера, увеличивается в северном направлении, от Санарского к Варламовскому массиву, где вскрывается нижняя часть магматической колоны, а по представлениям В.И. Сначева – в южном, где в Санарском массиве он видит наиболее глубокий срез зоны ультраметаморфизма, характеризующийся появлением анатектических расплавов. Следует отметить, что метаморфические породы, вмещающие гранитоидные массивы, обнажены очень плохо и вся информация о них основывалась на данных бурения, проводившегося в различные годы при поисково-разведочных работах.

Специальное изучение метаморфизма в районе Светлинского месторождения впервые было проведено В.Б. Болтыровым с сотрудниками [1973]. Главный вывод этого исследова-

ния – двухэтапность регионального метаморфизма. Первый этап характеризовался условиями ставролит-кварцевой субфации умеренных  $P$ , а второй (основной) – ставролит-кварцевой и силлиманит-альмандин-мусковитовой субфациями низких  $P$ . К минералогическим свидетельствам I этапа отнесены мелкие деформированные зерна ставролита и зеленый биотит, а II – бурый биотит, ставролит, силлиманит, гранат, кордиерит и мусковит. По  $Gr-Bt^*$  равновесию в трех образцах получены температуры 590 и 620°C. Обоснование малой глубинности зонального метаморфизма аргументировалось присутствием в породах кордиерита и куммингтонита, а также геологическими соображениями. Отмечена конформность изограды силлиманита с контурами гранитоидных массивов, что рассматривалось как свидетельство воздымания метаморфических ядер, падения в них давления и развития явлений ультраметаморфизма вплоть до анатексиса. Эта трактовка была принята Л.М. Минкиным [1975] для характеристики метаморфизма всего кочкарского комплекса и дополнена представлениями о проявлении в нем постинтрузивных процессов кислотного выщелачивания, отмечаемых региональной мусковитизацией и локальным развитием жил кианитовых алюмокварцитов, залгающих среди кварц-мусковитовых сланцев (Борисовские сопки, Светлинское, Михайловское месторождения). Приведены данные Г.Н. Вертушкова по Михайловскому месторождению кианита, которым в слюдяно-кварцевых сланцах описывались кварцевые жилы с гигантскими кристаллами андалузита в ассоциации с силлиманитом и корундом. Более мелкие зерна этих минералов отмечены и во вмещающих породах, где устанавливается развитие андалузита после силлиманита и замещение андалузита корундом.

\* Принятые сокращения минералов:  $Bt_{50}$  – биотит (цифры при символе Fe-Mg минералов – общая железистость), Gr – гранат, St – ставролит, Ky – кианит, Sil – силлиманит, Cor – кордиерит,  $Mu^{15}$  – мусковит и содержание парагонита, CrMu – фуксит, Phn – фенгит, Chl – хлорит,  $Pl_{20}$  – плагиоклаз и его номер, Q – кварц, Graph – графит, Ilm – ильменит, Mt – магнетит.

Критическое рассмотрение приведенных в работе [Болтыров и др., 1973] парагенезисов и составов минералов, а также анализ Bt-Gr и St-Gr равновесий показал, что количественные параметры метаморфизма предполагавшихся первого ( $T=540-570^{\circ}\text{C}$ ;  $P_s=5,5-5,9$ ) и второго ( $T=560-585^{\circ}\text{C}$ ;  $P_s=5,4-6,2$ ) этапов практически перекрываются и для выделения зональности андалузитового типа данных недостаточно [Федькин, 1975].

Представления о многоэтапности метаморфизма кочкарского комплекса, в своеобразной интерпретации, обосновывались В.И. Сначевым с соавторами [Сначев, Муркин, 1989 и др.]. В сланцевом обрамлении «гнейсово-мigmatитовых куполов» выделялось три последовательные метаморфические зоны, каждая из которых связана с самостоятельным этапом метаморфизма (региональным, роста куполов, контактовым), практически не различающихся по режиму давления (5-6 кбар). Первая зона отвечает условиям ставролит-хлоритовой, а вторая – ставролит-кордиеритовой и ставролит-жедритовой субфациям. В первой зоне отмечается кианит, а в верхах второй – силлиманит. Третья зона относится к амфибол-роговиковой фации. Вся температурная зональность укладывается в интервал  $500-625^{\circ}\text{C}$ . Используемые авторами для фациального подразделения наименования субфаций были предложены [Федькин, 1975] для недосыщенных калием метапелитов, которые в кочкарском комплексе встречаются сравнительно редко, и указание, что такая зональность закартирована по данным буровых работ на Кочкарской площади (?), требует более точной географической привязки.

Большой аналитический материал по составам пород и минералов с приложением схематической карты метаморфизма Кочкарского антиклинория приведен в работе [Ферштатер и др., 1994]. На этой карте, составленной с использованием материалов поисковых работ Зеленогорской экспедиции, показаны поля распространения мусковит-ставролитовой, ставролит-андалузитовой, ставролит- и мусковит-силлиманитовой зон, формирующих единый термальный ореол вокруг Санарского, Борисовского и

Варламовского массивов. Впервые отмечено широкое развитие андалузита и сделан общий вывод о принадлежности метаморфизма пород кочкарского комплекса к фациальной серии пониженных давлений, оцененных на основе авторского варианта амфибол-плаггиоклазового геотермобарометра значением 2 – 2,5 кбар. Отсутствие анатектических мигматитов в обрамлении гранитных массивов, по мнению авторов, определенно указывает на то, что верхний температурный предел метаморфизма был ниже гранитного солидуса. Минимальная температура метаморфизма оценена значением около  $500^{\circ}\text{C}$ .

Приведенный краткий обзор существующих представлений об условиях зонального метаморфизма пород кочкарского комплекса показывает, что практически всеми исследователями, вне зависимости от предлагаемых моделей, дается сходная оценка температурных условий и различия возникают в определении режима давления. Оценить объективность оценок давления достаточно сложно, так как в публикациях присутствуют перечисления метаморфических минералов, но критические парагенезисы не обозначаются. Ревизия первичного каменного материала буровых скважин, использованного различными авторами, исключена, а представительные коренные обнажения метаморфического комплекса к северу от Санарского массива найти не удалось. Вместе с тем, прекрасные скальные выходы ставролит-гранатовых кристаллических сланцев к югу от Санарского массива, в районе водослива Черноборского пруда давно известны (рис.1). Это место по-своему уникально. Здесь обнажается не только представительный фрагмент кочкарского метаморфического комплекса, но и непосредственный контакт кристаллических сланцев с гранитоидами Черноборского массива (рис. 2, 3).



Рис. 1. Скальные выходы ставролит-гранатовых кристаллических сланцев в водосливе Черноборского пруда.



Рис. 2. Зона контакта кристаллических сланцев с гранитоидами Черноборского массива.



Рис. 3. Увеличенный фрагмент зоны контакта.

Результаты проведенного нами исследования дают основание полагать, что именно этот район может иметь ключевое значение для понимания режима и природы метаморфизма всего комплекса.

Геологическое строение и соотношение гранитов с вмещающими породами отчетливо выражены на составленной нами схематичес-

кой карте северного обрамления Черноборского массива (рис. 4). Моноклинально залегающая, с северо-восточным падением под углами 40-65°, толща кристаллических сланцев прослеживается вдоль русла водослива, от рвущего контакта с гранитами, в северо-западном направлении на расстоянии около 200 м, а затем – в отдельных коренных выходах и делювиальных

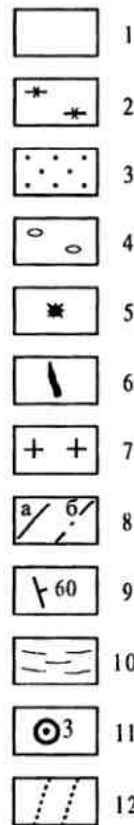
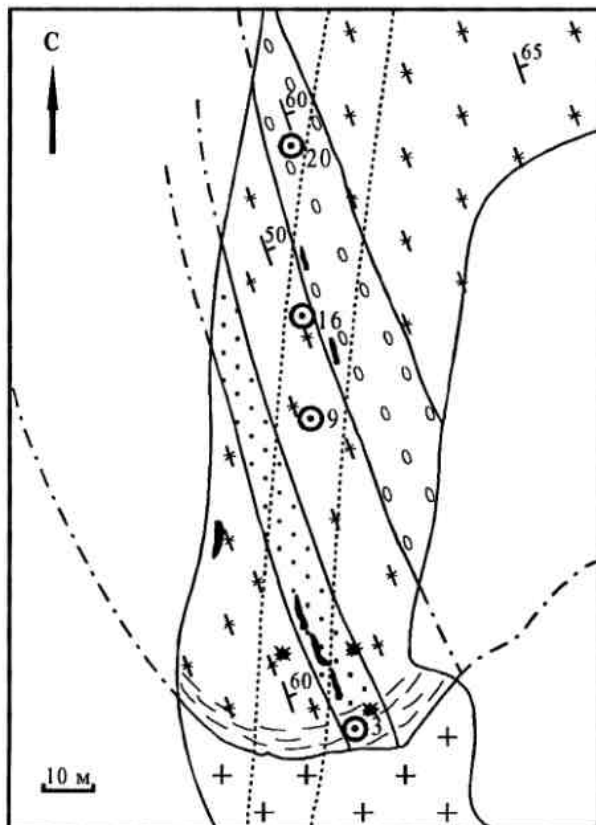


Рис. 4. Схема геологического строения зоны северного экзоконтакта Черноборского массива.

1 – четвертичные отложения; 2 – сланцы кристаллические двуслюдяные с гранатом, ставролитом и кианитом, содержащие тонкие прослои графитистых сланцев обособляющийся прослои; 3 – графитистые кварциты и сланцы с гранатом, ставролитом и кианитом; 4 – рассланцованные метаконгломераты и кварциты, содержащие тонкие прослои высокоглиноземистых сланцев; 5 – участки интенсивного развития фибrolита по ставролиту и кианиту; 6 – полевошпат-кварц-мусковитовые жилы с кианитом; 7 – биотитовые граниты Черноборского массива; 8 – установленные (а) и предполагаемые (б) геологические границы; 9 – элементы залегания слоистости – полосчатости; 10 – кливаж с крупными порфиробластами мусковита; 11 – места отбора проб с микронзондовыми анализами минералов; 12 – контуры водослива из Черноборского пруда в р.Черную.

развалах еще около 150-200 м к востоку. В поперечном разрезе по литологическому и петрографическому составу в ней хорошо обособляется два горизонта мощностью по 10-15 м, в одном из которых преобладают графитистые кварциты и сланцы, а в другом – метаконгломераты, содержащие прослои высокоглиноземистых сланцев. Кристаллические сланцы с гранатом, ставролитом и кианитом, включающие прослои микро- и мелкозернистых кварцитов мощностью от 1 до 8 см, являются преобладающими во всем разрезе толщи. Все породы обладают слоисто-полосчатой, сланцеватой текстурой. Структура их порфиروبластовая и гломеробластовая, за счет обособлений порфиروبластов граната и ставролита, размеры которых в отдельных прослоях достигают одного и более сантиметров. В метаконгломератах отчетливо выделяются хорошо окатанные, но пластически растянутые гальки гранулированного кварца (размер по длинной оси до 15 см). Породы этого горизонта имеют специфический светло-зеленый цвет благодаря фукситу. Первичные особенности строения хорошо сохранились только в метаконгломератах, а в других разновидностях пород предполагаются, исходя из полевых и петрографических наблюдений. В целом же всю толщу можно рассматривать как метатерригенно-осадочную. В данном разрезе отсутствуют карбонатные породы, но в западном обрамлении Черноборского массива и севернее (Каменный лог у пос. Черноречье) нами наблюдались крупно- и среднекристаллические мраморы. По данным [Ферштатер и др., 1994], метатерригенно-карбонатные толщи составляют основной объем кочкарского метаморфического комплекса в более северных районах и, судя по особенностям минерального состава, имеют большое сходство с породами изученного нами района.

Кристаллические сланцы, графитистые кварциты и метаконгломераты северного обрамления Черноборского массива по своему валовому составу относятся к одному из наиболее хорошо исследованных классов метаморфических пород – насыщенных  $K_2O$  высокоглиноземистых метапелитов. В различных литологических разностях устанавливаются однотипные ассоциации метаморфических минералов, которые часто различаются лишь количественными соотношениями. На основе петрографических наблюдений и данных микрозондового анализа (табл. 1) нами выделены следующие типо-

вые парагенезисы:  $St_{84}+Bt+Gr+Q+Graph+Ilm+Sil+Pl_8$ ,  $St_{83}+Gr_{86-88}+Bt_{55}+Mu^{11-12}+Pl_{27}+Q+Ilm+Sil$ ,  $St_{85}+Gr_{85-86}+Bt_{51}+Mu^{15-16}+Ky+Pl_7+Q+Ilm$ ,  $Bt+St+Ky+Mu+Q+Graph+Pl_{10-15}$ ,  $St+Ky+Bt+Q$ ,  $Bt+Mu+Pl+Q+Graph+Ilm$ ,  $Q+Bt+St+Gr+Graph$ ,  $Bt+St+Ky+Gr+Q$ ,  $Q+CrMu^{11}+Ky+Gr_{85-86}+St+Bt_{52}$ ,  $Q+CrMu+St+Gr+Graph$ . В большинстве своем они равновесны и относятся к кианит-биотит-ставролитовой субфации [Кориковский, 1979]. Это наиболее высокотемпературная субфация ставролитовой фации в комплексах кианит-силлиманитового типа. Ее нижняя граница определяется по исчезновению парагенезиса  $St+Chl+Mu$  в мусковитсодержащих породах, а верхняя – по распаду последних ставролитов. Хлорит в приведенных выше парагенезисах не отмечен, т.к. встречается он очень редко в мельчайших чешуйках. Ставролит устойчив в большинстве типов пород. Можно было бы более определенно высказаться о режиме давления, но полной уверенности в равновесности фибролитового силлиманита нет, и этот вопрос будет рассмотрен при описании контактовой зоны.

Взаимоотношения гранитоидов Черноборского массива с вмещающими кристаллическими сланцами отчетливо устанавливаются в начале водосливного канала (рис. 2-4). Здесь граниты под прямым углом пересекают слоистость-полосчатость горизонта графитистых кварцитов. Контакт, несомненно, интрузивный, практически не осложненный тектоникой. В эндоконтактовой зоне отмечается некоторое уменьшение зернистости биотитовых гранитов, которое можно связывать с внедрением интрузива в уже метаморфизованные относительно холодные породы, а в кристаллических сланцах – маломощные апофизы гранитов протяженностью в первые метры. В экзоконтактовой зоне (0–1,5 м) параллельно контакту установлен широтный кливаж (аз. пад. 180, угол 65-70 градусов), вдоль которого поперек слоистости и полосчатости сланцев развиваются порфиروبласты позднего мусковита размером до 10 мм (до 1-2 %). Отмечено, что, по мере удаления на север от контакта на расстояние до 70 м, величина порфиروبластов мусковита в сланцах уменьшается до 1-3 мм, понижается и его содержание до единичных порфиروبластов. Под микроскопом в мусковите устанавливается ярко проявленная гелицитовая структура с сохранением ориентировки всех ранее образованных вдоль полосчатости и сланцеватости минералов основной ткани (графита, биотита, мусковита и др.) и порфиروبластов ставролита и дистена.

Таблица 1

Химический состав (мас. %) и кристаллохимические коэффициенты (ат. %) минералов из кристаллических сланцев северного экзоконтакта Черноборского массива

| Компо-<br>ненты                  | ЧБ-3  |       |       |       |     |       |       |       |       |        | ЧБ-9  |       |        |       |       |                 |                 |       |     |  |
|----------------------------------|-------|-------|-------|-------|-----|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-----------------|-----------------|-------|-----|--|
|                                  | St    |       |       |       |     | Sil   | Pl    | Ilm   | St    | Gr     |       |       |        |       | Bt    | Mu <sub>1</sub> | Mu <sub>2</sub> | Pl    | Ilm |  |
|                                  | core  | r-c   | c-r   | rim   | rim |       |       |       | rim   | core   | r-c   | c-r   | rim    |       |       |                 |                 |       |     |  |
|                                  |       |       |       |       |     |       |       |       |       |        |       |       |        |       |       |                 |                 |       |     |  |
| SiO <sub>2</sub>                 | 27,31 | 27,52 | 28,10 | 27,31 |     | 37,39 | 66,25 | -     | 27,69 | 37,21  | 37,14 | 36,88 | 37,43  | 35,60 | 47,28 | 46,75           | 61,80           | -     |     |  |
| TiO <sub>2</sub>                 | 0,66  | 0,61  | 0,58  | 0,64  |     | -     | -     | 50,93 | 0,62  | -      | 0,01  | 0,02  | -      | 1,65  | 0,58  | 0,75            | -               | 51,24 |     |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 53,78 | 53,70 | 53,53 | 53,69 |     | 61,73 | 20,82 | 0,07  | 54,12 | 21,30  | 21,27 | 21,22 | 21,17  | 18,91 | 36,71 | 36,67           | 23,79           | 0,05  |     |  |
| FeO*                             | 12,99 | 13,31 | 13,02 | 13,06 |     | 0,23  | 0,03  | 45,52 | 12,96 | 33,95  | 33,59 | 33,61 | 33,32  | 20,38 | 0,95  | 1,02            | 0,02            | 45,37 |     |  |
| MgO                              | 1,44  | 1,43  | 1,45  | 1,46  |     | 0,05  | -     | 0,05  | 1,47  | 2,73   | 3,14  | 3,13  | 2,82   | 9,33  | 0,53  | 0,64            | 0,01            | 0,05  |     |  |
| MnO                              | 0,12  | 0,13  | 0,17  | 0,12  |     | -     | -     | 0,65  | 0,16  | 3,45   | 2,85  | 3,10  | 3,13   | 0,08  | -     | -               | -               | 0,68  |     |  |
| ZnO                              | -     | -     | 0,02  | 0,02  |     | -     | 0,04  | -     | 0,03  | -      | -     | -     | -      | 0,03  | 0,01  | -               | 0,02            | -     |     |  |
| CaO                              | -     | -     | -     | -     |     | 0,02  | 1,66  | -     | -     | 1,47   | 1,63  | 1,62  | 2,44   | -     | 0,01  | -               | 5,84            | -     |     |  |
| Na <sub>2</sub> O                | 0,01  | 0,01  | 0,02  | 0,05  |     | 0,04  | 10,74 | 0,03  | 0,05  | 0,03   | 0,04  | 0,04  | 0,02   | 0,21  | 0,75  | 0,87            | 8,50            | 0,06  |     |  |
| K <sub>2</sub> O                 | 0,01  | -     | -     | 0,02  |     | 0,01  | 0,06  | -     | 0,01  | -      | -     | 0,02  | -      | 9,34  | 9,17  | 9,51            | 0,10            | 0,01  |     |  |
| Сумма                            | 96,85 | 96,71 | 96,89 | 98,36 |     | 99,47 | 99,59 | 97,26 | 97,12 | 100,14 | 99,68 | 99,65 | 100,31 | 95,52 | 95,99 | 96,21           | 100,0           | 97,46 |     |  |
| Кристаллохимические коэффициенты |       |       |       |       |     |       |       |       |       |        |       |       |        |       |       |                 |                 |       | 7   |  |
| Si                               | 8,104 | 8,042 | 8,178 | 8,005 |     | 1,015 | 2,919 | -     | 8,044 | 2,995  | 2,993 | 2,980 | 3,002  | 2,714 | 3,086 | 3,058           | 2,743           | -     |     |  |
| Ti                               | 0,144 | 0,133 | 0,128 | 0,140 |     | -     | -     | 0,995 | 0,136 | -      | 0,001 | 0,001 | -      | 0,095 | 0,029 | 0,037           | -               | 0,998 |     |  |
| Al                               | 18,45 | 18,49 | 18,36 | 18,55 |     | 1,975 | 1,081 | 0,002 | 18,53 | 2,021  | 2,021 | 2,021 | 2,001  | 1,699 | 2,824 | 2,827           | 1,244           | 0,001 |     |  |
| Fe                               | 3,163 | 3,252 | 3,170 | 3,202 |     | 0,005 | 0,001 | 0,989 | 3,148 | 2,286  | 2,264 | 2,271 | 2,235  | 1,299 | 0,052 | 0,056           | 0,001           | 0,983 |     |  |
| Mg                               | 0,627 | 0,622 | 0,629 | 0,638 |     | 0,002 | -     | 0,002 | 0,635 | 0,327  | 0,378 | 0,378 | 0,337  | 1,060 | 0,051 | 0,062           | -               | 0,002 |     |  |
| Mn                               | 0,029 | 0,033 | 0,041 | 0,029 |     | -     | -     | 0,014 | 0,039 | 0,235  | 0,195 | 0,212 | 0,212  | 0,005 | -     | -               | -               | 0,015 |     |  |
| Zn                               | -     | -     | 0,004 | 0,004 |     | -     | 0,001 | -     | 0,007 | -      | -     | -     | -      | 0,001 | -     | -               | 0,001           | -     |     |  |
| Ca                               | 0,001 | -     | -     | -     |     | 0,001 | 0,078 | -     | -     | 0,127  | 0,141 | 0,140 | 0,209  | -     | 0,001 | -               | 0,278           | -     |     |  |
| Na                               | 0,005 | 0,008 | 0,009 | 0,029 |     | 0,002 | 0,917 | 0,002 | 0,028 | 0,005  | 0,006 | 0,006 | 0,003  | 0,030 | 0,095 | 0,111           | 0,731           | 0,003 |     |  |
| K                                | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,005 |     | -     | 0,003 | -     | 0,005 | -      | -     | 0,002 | -      | 0,908 | 0,763 | 0,794           | 0,006           | -     |     |  |
| F <sub>общ</sub>                 | 83,5  | 83,9  | 83,4  | 83,4  |     | -     | -     | -     | 83,2  | 87,5   | 85,7  | 85,7  | 86,9   | 55,1  | 50,5  | 47,5            | 0,006           | -     |     |  |

Таблица 1 (продолжение)

| Компо-<br>ненты                  | ЧБ-16  |        |       |       |       |                 | ЧБ-20           |       |       |       |       |        |        |       |       |        |
|----------------------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-----------------|-----------------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|
|                                  | St     | Gr     |       |       | Bt    | Mu <sub>1</sub> | Mu <sub>2</sub> | Pl    | Ky    | Ilm   | Gr    |        | Bt     | Mu    | Ky    |        |
|                                  |        | core   | r-c   | c-r   |       |                 |                 |       |       |       | rim   | core   |        |       |       | rim    |
| SiO <sub>2</sub>                 | 28,43  | 37,19  | 37,13 | 37,02 | 37,07 | 35,58           | 46,84           | 47,38 | 66,47 | -     | -     | 37,20  | 37,26  | 35,68 | 46,51 | 37,38  |
| TiO <sub>2</sub>                 | 0,70   | -      | -     | 0,02  | -     | 2,47            | 0,68            | 0,65  | -     | 50,85 | -     | -      | -      | 2,46  | 0,63  | -      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 54,09  | 21,37  | 20,68 | 20,43 | 21,40 | 19,21           | 36,78           | 36,23 | 21,30 | 0,04  | 0,04  | 21,11  | 21,37  | 19,55 | 36,63 | 63,67  |
| FeO*                             | 12,44  | 34,10  | 33,50 | 33,29 | 33,57 | 18,29           | 1,08            | 1,00  | 0,03  | 45,33 | -     | 34,06  | 33,70  | 18,08 | 0,95  | 0,23   |
| MgO                              | 1,27   | 3,21   | 3,19  | 3,25  | 3,13  | 10,06           | 0,58            | 0,59  | -     | 0,05  | 0,04  | 3,27   | 3,08   | 9,52  | 0,65  | 0,02   |
| MnO                              | 0,21   | 3,06   | 2,99  | 3,00  | 2,88  | 0,06            | -               | -     | -     | 0,67  | -     | 3,22   | 3,07   | 0,07  | -     | -      |
| ZnO                              | -      | -      | -     | -     | -     | -               | -               | -     | -     | -     | -     | -      | -      | 0,02  | -     | -      |
| CaO                              | -      | 1,51   | 1,53  | 1,62  | 1,88  | 0,41            | -               | 0,01  | 1,47  | -     | -     | 1,88   | 2,44   | -     | -     | -      |
| Na <sub>2</sub> O                | 0,02   | 0,04   | 0,06  | 0,04  | 0,03  | 0,28            | 0,99            | 1,05  | 10,16 | 0,05  | 0,04  | 0,06   | 0,03   | 0,27  | 0,83  | -      |
| K <sub>2</sub> O                 | 0,01   | 0,01   | 0,02  | 0,02  | -     | 7,11            | 8,20            | 8,50  | 0,07  | -     | 0,04  | -      | -      | 8,95  | 9,86  | 0,01   |
| Сумма                            | 97,31  | 100,49 | 99,10 | 98,68 | 99,97 | 93,45           | 95,15           | 95,41 | 99,50 | 96,98 | 97,95 | 100,78 | 100,95 | 94,60 | 96,06 | 101,31 |
| Кристаллохимические коэффициенты |        |        |       |       |       |                 |                 |       |       |       |       |        |        |       |       |        |
| Si                               | 8,213  | 2,981  | 3,014 | 3,018 | 2,982 | 2,710           | 3,073           | 3,103 | 2,920 | 1,004 | -     | 2,979  | 2,975  | 2,707 | 3,053 | 0,996  |
| Ti                               | 0,153  | -      | -     | 0,001 | -     | 0,141           | 0,034           | 0,032 | -     | -     | 0,996 | -      | -      | 0,141 | 0,031 | -      |
| Al                               | 18,417 | 2,019  | 1,979 | 1,963 | 2,028 | 1,725           | 2,844           | 2,797 | 1,103 | 1,987 | 0,001 | 1,992  | 2,010  | 1,748 | 2,834 | 2,001  |
| Fe                               | 3,006  | 2,286  | 2,274 | 2,269 | 2,258 | 1,165           | 0,059           | 0,055 | 0,001 | 0,006 | 0,988 | 2,281  | 2,250  | 1,147 | 0,052 | 0,005  |
| Mg                               | 0,545  | 0,383  | 0,386 | 0,395 | 0,375 | 1,142           | 0,057           | 0,057 | -     | 0,002 | 0,002 | 0,390  | 0,367  | 1,077 | 0,064 | 0,001  |
| Mn                               | 0,050  | 0,208  | 0,206 | 0,207 | 0,196 | 0,004           | -               | -     | -     | -     | 0,015 | 0,218  | 0,207  | 0,004 | -     | -      |
| Zn                               | 0,032  | -      | -     | -     | -     | -               | -               | -     | -     | -     | -     | -      | -      | 0,001 | -     | -      |
| Ca                               | -      | 0,130  | 0,133 | 0,141 | 0,162 | 0,034           | -               | 0,001 | 0,069 | 0,001 | -     | 0,161  | 0,209  | -     | -     | -      |
| Na                               | 0,012  | 0,006  | 0,009 | 0,006 | 0,005 | 0,041           | 0,125           | 0,133 | 0,865 | 0,002 | 0,002 | 0,009  | 0,004  | 0,040 | 0,106 | -      |
| K                                | 0,003  | 0,001  | 0,002 | 0,002 | -     | 0,691           | 0,686           | 0,710 | 0,004 | 0,001 | -     | -      | -      | 0,867 | 0,825 | -      |
| F <sub>общ</sub>                 | 84,7   | 85,7   | 85,5  | 85,2  | 85,8  | 50,5            | 50,9            | 49,1  | -     | -     | -     | 85,4   | 86,0   | 51,6  | 44,8  | -      |

Примечание. Кристаллохимические коэффициенты рассчитаны на фиксированное количество кислорода: Gr – 12, St – 48, Pl – 8, Ky (Sil) – 5, Ilm – 3, Bt – 11, Mu – 11; точки анализов: core – ядро, rim – кайма, r-c – ближе к ядру, c-r – ближе к кайме. Микрозондовые анализы выполнены в СО РАН.

Большой интерес в зоне экзоконтакта вызывает образование белых сферолитоподобных гломерофибробластов фибролита. В инт. 0.5-1,5 м от контакта их размер достигает 5-8 мм с содержанием до 3-5 %. Прослеживание обособлений фибролита по простирацию графитистых сланцев показало падение их величины (до 0.5 мм) и содержания до десятых долей процента на расстоянии 75 м от контакта. Под микроскопом повсеместно наблюдается в целом поперечная ориентировка фибролита по отношению к кристаллизационной сланцеватости и развитие по ставролиту и дистену и, в ряде случаев, разъедания силлиманитом порфиробластов ставролита в сланцах вблизи контакта. Все это свидетельствует о позднем образовании фибролитового силлиманита по отношению к парагенезису  $St+Ky+Gr+Bt+Mu+Q$ . В порфиробластах мусковита второй генерации фибролитовый силлиманит был отмечен в виде включений. В отдельных шлифах нам встречался и пластинчатый силлиманит, однако взаимоотношения его с другими минералами установить не удалось. Равновесность его с критическими парагенезисами кианит-ставролитовой субфации могла бы говорить о близости давления к линии фазового перехода  $Ky-Sil$ . Ассоциацию же фибролитового силлиманита с порфиробластическим мусковитом второй генерации можно интерпретировать как свидетельство проявления процессов кислотного выщелачивания.

Предполагалось, что проведение микрозондового анализа минералов позволит ответить на вопрос о степени термального воздействия гранитов на метаморфическую толщу. Однако в составах железо-магнезиальных минералов значимых колебаний не устанавливается (см. табл. 1). Общая железистость биотитов (51-55%) и содержание в них истонит-сидерофиллитового минала (82-90%) отражают скорее некоторые

колебания в валовом составе пород. Значимых изменений железистости не наблюдается и в микрозондовых профилях ставролитов и гранатов. В компонентном же составе гранатов обнаруживается небольшое (2-3%) увеличение кальцисового минала, что обычно интерпретируется как следствие понижения температуры или повышения давления. Заслуживающие внимания тенденции обнаружились при расчетах температур минеральных равновесий (табл. 2). Практически полная сходимости показаний  $Bt-Gr$  и  $St-Gr$  термометров, указывающая на равновесность данных парагенезисов, выявила и некоторое (около 20°C) возрастание температуры при удалении от контактовой зоны. Противоположная тенденция обнаружилась в показаниях  $Gr-Phn$  термометра, отмечающего возрастание температуры на 150°C по направлению к контакту. Несогласованность полученных значений с другими термометрами хорошо подтверждает мысль о более позднем образовании мусковитов. Можно допустить, что с процессами кислотного выщелачивания, наиболее интенсивно проявившимися в экзоконтактовой зоне, было связано не только образование фибролитового силлиманита и мусковита, но и частичная альбитизация плагиоклазов, установленная микрозондовым анализом.

**Обсуждение результатов.** Полученные новые данные позволяют сделать вывод, что метаморфизм пород, отвечающий кианит-биотит-ставролитовой субфации умеренных давлений (5,5-6,5 кбар), в северном обрамлении Черноборского массива не был связан с внедрением гранитов. Интрузия произошла в уже метаморфизованные породы и не вызвала их ороговикования. Воздействие, которое она оказала на вмещающие кристаллические сланцы, было зафиксировано в интенсивном развитии процессов кислотного выщелачивания, затухающих

Таблица 2

Температуры минеральных равновесий в кристаллических сланцах северного обрамления Черноборского массива

| № обр | Bt-Gr (Перчук, 1989) |       | St-Gr (Федькин, 1986) |       | Gr-Phn (Авченко, 1990) |            |
|-------|----------------------|-------|-----------------------|-------|------------------------|------------|
|       | ядро                 | кайма | ядро                  | кайма | ядро                   | кайма      |
| ЧБ-9  | 558                  | 568   | -                     | 562   | 631<br>615             | 642<br>625 |
| ЧБ-16 | 571                  | 570   | 588                   | -     | 536<br>521             | 536<br>521 |
| ЧБ-20 | 592                  | 583   | -                     | -     | 485                    | 481        |

по мере удаления от контактовой зоны. Естественно предположить, что и в более северных районах Кочкарского гранитоидного ареала метаморфизм вмещающих комплексов также не был связан с внедрением позднепалеозойских гранитов. Такой трактовке противоречит отмечаемая всеми исследователями конформность контурам гранитных массивов изограды силлиманита. Хорошо бы иметь более строгие обоснования истинности этой изограды, а не обусловленности ее процессами кислотного выщелачивания. Вторым вопросом, заслуживающим обсуждения, является неопределенность географического положения и соотношений кианит-и андалузитсодержащих парагенезисов. Ассоциация их с кордиеритом позволяет допустить, что к северу от Санарского массива давления понижались до пограничных между кианит-силлиманитовыми и андалузит-силлиманитовыми типами комплексов. Такие пограничные комплексы отнесены А.Хитанен [Hietanen, 1967] к типу Айдахо, в которых обычен парагенезис  $Bt + Al_2SiO_5 + Cor + Mu + Q$ , а все три полиморфа могут присутствовать совместно либо появляться в различной последовательности.

Авторы благодарны доктору геолого-минералогических наук А.И.Лиханову (ОИГГи М СО РАН, г. Новосибирск) за помощь в проведении микронзондового анализа.

*Работа выполнена при частичной поддержке гранта Президента РФ НШ-85.2003.5*

Список литературы

- Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геотермобарометрии. М.: Наука, 1990. 182с.
- Болтыров В.Б., Пыстин А.М., Огородников В.Н. Региональный метаморфизм пород в северном обрамлении Санарского гранитного массива на Южном Урале // Геология метаморфических комплексов Урала. Тр. СГИ. Вып. 91. Свердловск, 1973. С. 53-66.
- Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. М.: Наука, 1979. 262с.
- Львов Б.К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 164с.
- Минкин Л.М. Карта метаморфизма Северного, Среднего и северо-восточной части Южного Урала. Свердловск: УТГУ, 1975. 276с.
- Перчук Л.Л. Взаимосогласование некоторых Fe-Mg-геотермометров на основе закона Нернста: ревизия // Геохимия. 1989. № 5. С. 611-622.
- Сначев В.И., Муркин В.П. Новые данные по магматизму, метаморфизму и металлогении Кочкарской площади (Ю.Урал). Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. 24 с.
- Федькин В.В. Ставролит. М.: Наука, 1975. 272 с.
- Федькин В.В. Геотермобарометрия метapelитовых комплексов и проблема эволюции метаморфизма // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. М.: Наука, 1986. С. 183-200.
- Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Рапорт М.С. и др. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс: УрО РАН, 1994. 250 с.
- Hietanen A. On the facies series in various types of metamorphism // J. Geology. 1967. V. 75. N 2. P. 187-214.