

# Микроструктурные преобразования при эклогитизации габброидов.

П.А. ТИШИН

Тамский госуниверситет, Тамск, Россия

В современной литературе накопилось много данных о термодинамических и кинетических условиях корового высокобарического метаморфизма, в тоже время вопрос о его динамическом режиме продолжает оставаться открытым (Smith, 1988). Автором была предпринята попытка реставрации динамического режима эклогитизации габброидов, на основании микроструктурных исследований развития гранат-омфацитового агрегата в пироповых эклогитах марунеевского комплекса (Полярный Урал).

Марунеевский эклогит-амфиболит-гнейсовый комплекс представляет собой субмеридианальную надвиговую структуру с чешуйчато-блоковым строением. Проведенными ранее исследованиями установлено его двухэтапное становление. Первый этап сопряжен с прогрессивной стадией высокобарического метаморфизма расслоенной перидотит-габбро-диоритовой серии и фиксируется системой асимметричных складок надвигового типа  $Fm_1$ . Второй этап связан с аплифом метаморфитов и сопровождался формированием чешуйчато-блоковой структуры  $Fm_2$ , затушевывая раннюю складчатость (Тишин, Чернышов, 1998).

Пироповые эклогиты, представленные гранат-омфацит-каринтинновыми и гранат-омфацит-кианит-цозитовыми парагенезисами, тесно ассоциируют с оливиновыми метагабброидами, а в слабодислоцированных участках между этими породами наблюдаются взаимопереходы. Здесь по характеру изменения минеральных ассоциаций выделяется три зоны: начальной, частичной и полной эклогитизации. Зоны начальной эклогитизации фиксируются по вкрапленному замещению плагиоклаза гранатом, при устойчивости первичных пироксенов и оливина. Зоны частичной эклогитизации отличаются реакционным взаимодей-

ствием на границах плагиоклаз – темноцвет с образованием зональных гранат – омфацитовых ( $\pm$ каринтин) сегрегаций. Зоны полной эклогитизации характеризуются окончательной сменой минеральных парагенезисов.

Установленная зональность отражает стадийность эклогитизации габброидов и коррелируется с микроструктурными преобразованиями пород. Так в зонах начальной переработки габброидов преобладают первичномагматические структуры. Зоны частичной эклогитизации отличаются бластпорфировым строением с *ксенобластовой* основной тканью. При полных метаморфических преобразованиях в породах фиксируется гломобластовое строение с *гетеро-* и *гранобластовым* агрегатом мономинеральных сегрегаций. Для качественно-количественной оценки наблюдаемых микроструктурных изменений были проведены исследования удельной протяженности границ зерен ( $\Sigma P$  мм/мм<sup>2</sup>) способом направленных секущих (Салтыков, 1970; Родыгин, 1996), с последующим определением степени их ориентации ( $\alpha\%$ ).

Изучение удельной протяженности границ зерен и общей анизотропии минерального агрегата показали, что на начальных стадиях метаморфизма эти параметры не претерпевают значительных изменений и соответствуют магматическому стандарту (Чернышов и др., 1998). В последствии, с развитием *ксенобластового* агрегата в породах фиксируется резкое увеличение удельной протяженности границ зерен на фоне падения степени их ориентации (см. таблицу). В полностью преобразованных разностях, от *гетеро-* к *гранобластовым* агрегатам, устанавливается поступательное уменьшение протяженности границ зерен и возрастание структурной анизотропии эклогитов, вплоть

## УДЕЛЬНАЯ ПРОТЯЖЕННОСТЬ И СТЕПЕНЬ ОРИЕНТАЦИИ ГРАНИЦ ЗЕРЕН В ЭКЛОГИТАХ И ИХ ПРОТОЛИТАХ

Образец	$m_{\perp}$ мм <sup>-1</sup>	$m_{\parallel}$ мм <sup>-1</sup>	$\Sigma P_{op}$ мм/мм <sup>2</sup>	$\Sigma P$ мм/мм <sup>2</sup>	$\alpha(\%)$	F( $\alpha$ )	Структурный тип
МК-7/1	1,216	1,049	0,167	1,814	9,198	0	первичномагматический
МК-0/1	11,09	10,64	0,453	16,26	2,783	-0,519	ксенобластовый
МК-8/17	6,312	5,672	0,641	8,264	7,753	-0,389	гетерогранобластовый
МК-8/14	3,995	3,761	0,234	5,671	4,127	-0,348	гетерогранобластовый
МК-8/8	5,688	5,24	0,448	7,779	5,756	-0,287	гетерогранобластовый
МК-8/16	2,903	2,571	0,332	3,704	8,968	-0,011	гранобластовый

Примечания:  $m_{\perp}$  - среднее число пересечений границ зерен на 1 мм длины секущих, перпендикулярных к оси ориентации (мм<sup>-1</sup>);  $m_{\parallel}$  - среднее число пересечений границ зерен на 1 мм длины секущих, параллельных к оси ориентации (мм<sup>-1</sup>);  $\Sigma P_{op}$  - протяженность ориентированной доли линий системы (мм/мм<sup>2</sup>);  $\Sigma P$  - суммарная удельная протяженность линий системы (мм/мм<sup>2</sup>);  $\alpha$  - степень ориентированности линий системы (%); F( $\alpha$ ) - эмпирический коэффициент изменения степени ориентации линий в процессе метаморфогенного структурообразования,  $F(\alpha) = \lg(\alpha / \alpha_0)$ , где  $\alpha_0$  - степень ориентированности линий системы протолита.

до численного приближения степени ориентации границ их зерен к аналогичному параметру протолитов.

Установленные тенденции отражают формирование кинетически устойчивого агрегата зерен экзогенного парагенезиса в стабильном поле напряжений. Разрушение структурной анизотропии при формировании ксенобластового агрегата обуславливается кристаллизацией высокобарических минералов в условиях преобладания флюидного давления. Последующее увеличение степени ориентации границ зерен указывает на восстановление первичного поля напряжений.

С целью выявления механизмов метабластеза в описанных структурных типах был проведен петроструктурный анализ омфацита. В результате проведенных исследований установлено, что петроструктуры омфацита контролируются структурными элементами складчатости  $F_m$  и характеризуются значительной сложностью узора предпочтительной ориентировки.

В породах с *ксенобластовым строением* омфацит образует зональные мономинеральные сегрегации. Их центральная часть сложена одним или несколькими крупными индивидами (более 0,5 мм) вытянутыми согласно удлинению сегрегаций, а периферийные зоны сложены параллельно-шестоватыми срастаниями мелких до 0,15 мм индивидов, с расплывчатыми волнообразными границами и ориентированными, как правило, нормально контурам доменов.

Петроструктурный анализ омфацита в этих породах показал, что сложный комплексный узор ориентировки этого минерала можно разбить на два составляющих соответственно двум морфотипам зерен (рис. 1, обр. МК-0/2). Первый узор характеризует положение в пространстве индивидов переверийных зон омфацитовых доменов. Он характеризуется малодуговой ( $R \sim 40^\circ$ ) концентрацией осей [001] вокруг полюса протополосчатости  $S_1$ , а оси [010] и [100] соответственно рассеиваются вблизи самой плоскости  $S_1$ . Подобного рода ориентировка обусловлена кристаллизацией омфацита по модели Ж. Гогеля (Goguel, 1965), согласно которой свободный рост минералов осуществляется в направлении основного сжимающего напряжения ( $s_1$ ) по кристаллографической оси минимальной податливостью ([001] в клинопироксенах).

Второй составляющий узор установлен для зерен внутренних зон омфацитовых доменов и характеризуется ортогональным расположением максимумов кристаллографических осей. При этом оси [001] выстраиваются вдоль линейности  $L_1$ , [010] концентрируются нормально к  $S_1$ , а [100] образуют два максимума симметричных относительно плоскости  $S_1$ , расположенных под углом около  $75^\circ$  к линейности  $L_1$ . Характер данной ориентировки в сочетании с особенностями строения зерен указывает на их формирование вследствие собирательной рекристаллизации в статическом поле напряжений (Вернон, 1980).

Формирование *структур гетерогранобластового типа* ведет к значительной перестройке минерального агрегата. Здесь по морфологическим особенностям выделяется три типа зерен омфацита. К первому

типу относятся крупные ксеноморфные индивиды (до 3,9 мм) приуроченные к некоторым гранатовым сегрегациям, где они выполняют пространство между зернами граната и подобно пойкилитовому цементу, обладают близкой кристаллографической ориентировкой. Ко второму морфотипу относятся мелкие (до 1 мм) ксеноморфные индивиды омфацита с волнистыми заливообразными границами, входящие в состав омфацитовых доменов. С ними пространственно сопряжены и зерна третьего типа, которые отличаются большими размерами (до 3 мм) и ярко выраженным идиоморфизмом.

Морфологическое разнообразие индивидов омфацита определяет особенности его петроструктуры. В отличие от ксенобластовых агрегатов здесь комплексный узор раскладывается на три составляющих (рис. 1, обр. МК-8/17). Первый - отражает пространственную позицию зерен омфацита из гранатовых сегрегаций. Он сопоставим с первичным узором в ксенобластовом типе и фиксируется малодуговым ( $R \sim 40^\circ$ ) распределением [001] вокруг полюса протополосчатости  $S_1$ , с соответствующим рассеиванием осей [010] и [100] вблизи плоскости  $S_1$ .

Второй составляющий узор характерен для мелких ксеноморфных зерен омфацита и фиксируется концентрацией осей [010] в максимум нормальный к  $S_1$  с соответствующим распределением [100] и [001]. При этом направление максимальной податливости омфацита [010] располагается параллельно основному сжимающему напряжению ( $\sigma_1$ ), а оси с минимальной [001] и инверсионной [100] податливостью распределяются нормально ему в плоскости  $\sigma_2 - \sigma_3$ . Такая ориентировка может интерпретироваться как упругая реакция пироксена на однокомпонентный стресс по средствам статической рекристаллизации (Helmstadt et al, 1972).

Третий составляющий узор образуют наиболее крупные идиоморфные индивиды омфацита, он отличается ортогональной концентрацией основных кристаллографических направлений. При этом оси [001] располагаются вблизи минеральной линейности  $L_1$ , [010] образуют максимум параллельный полюсу  $S_1$ , а [100] рассеиваются в малодуговый пояс радиусом  $10-15^\circ$  с центром, нормальным к  $L_1$ . Специфика ориентировки и морфологии данных зерен указывают на их образование посредством собирательной рекристаллизации.

В отличие от вышеописанных структур *гранобластовый агрегат* характеризуется гранулометрической и морфологической однородностью индивидов омфацита с криволинейно-округлыми, реже прямолинейными границами. Особенности строения данного агрегата определяют значительную простоту петроструктуры. Полученный узор характеризуется концентрацией осей [001] параллельно минеральной линейности  $L_1$  и наличием двух сопряженных максимумов [010] и [100] ориентированным нормально к  $L_1$  (рис. 1, обр. МК-8/16). Незначительные осложнения данному узору придают два подчиненных типа ориентировок. Первый - с малодуговым ( $R \sim 40^\circ$ ) распределением [001] вок-

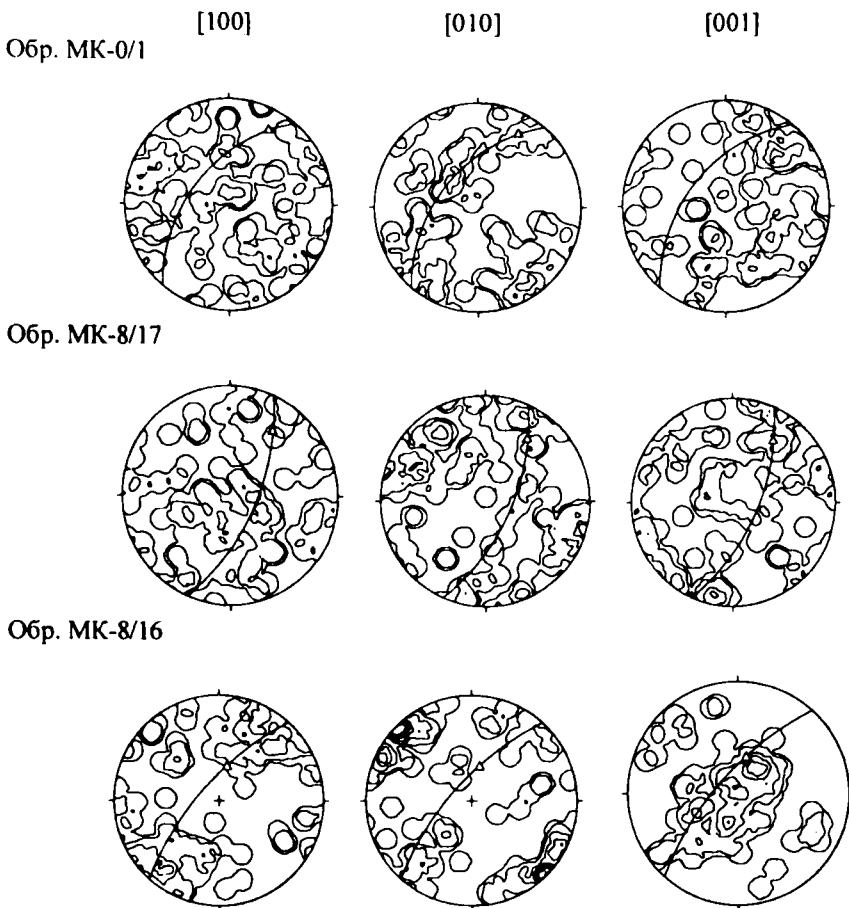


Рис. 1. Диаграммы ориентировки основных кристаллографических осей омфацита из не деформированных эклогитов марункусского комплекса.

Сплошные линии - плоскости протометаморфической полосчатости, треугольник - минеральная линейность. Изолинии проведены 1-2-4-6-8-10-12-14-16 % на 1% сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Диаграммы построены по 100 замерам.

руг полюса протополосчатости  $S_1$ , и соответствующими ему концентрациями осей [010] и [100]. Второй - со слабо выраженным поясовым рассеиванием кристаллографических направлений [100] и [001] в плоскости  $S_1$  и нормальным к ним максимумом [010]. Подобная ориентировка обусловлена активизацией собирательной рекристаллизации омфацита в статическом поле напряжений за счет зерен сформировавшихся в результате свободного роста по модели Ж. Гогеля и статической рекристаллизации.

На основании изменения петроструктуры в эклогитах метабластового ряда можно проследить динамику формирования кинетически устойчивого агрегата омфацита. На ранней стадии до полного достижения объемного эффекта перехода габбро в эклогит кристаллизация омфацита осуществляется по средствам свободного роста. При этом на двух параллельных поверхностях навстречу друг другу разрастаются параллельно-шестоватые агрегаты зерен. В них рост индивидов, согласно модели Ж. Гогеля, осуществляется в направлении основного сжимающего напряжения ( $\sigma_1$ ) по кристаллографической оси с минимальной податливостью.

Реализация данного механизма осуществляется в условиях преобладания давления растущей поверхности минерала над сжимающим стрессом ( $P_c$  (давление кристаллизации)  $>$   $P_s$  (стрессовое давление), при  $P_c \parallel P_s$ ) и продолжается до столкновения двух встречных агрегатов или достижения объемного эффекта перехода габбро в эклогит. При этом совпадение направлений роста и стресса приводит к увеличению поверхностной энергии на контакте двух минеральных агрегатов, и влечет за собой их статическую рекристаллизацию. В результате образуются зерна у которых направление максимальной податливости располагается параллельно основному сжимающему напряжению ( $\sigma_1$ ), а оси с минимальной и инверсионной податливостью распределяются в плоскости  $\sigma_2 - \sigma_3$ .

Дальнейшее преобразование структуры омфацитового агрегата обуславливается равномерным перераспределением поверхностной энергии согласно полю динамических напряжений. В результате происходит собирательная кристаллизация наиболее благоприятно ориентированных ( $[010] \parallel \sigma_1$ ;  $[100] \parallel \sigma_2$ ;  $[001] \parallel \sigma_3$ ) зерен за счет индивидов иной ориентировки.

Таким образом формирование метаморфогенных

структур при переходе габбро в эклогит происходило в условиях преобладания скоростей роста минеральных индивидов над скоростями их деформации в условиях стабильного поля напряжений и обусловлено последовательной сменой механизмов свободного роста, статической и собирательной кристаллизации.

#### Литература

Вернон Р.Х. Метаморфические процессы. - М.: Недра.- 1980.- 226с.

Родыгин А.И. Методы стрейн-анализа. - Томск, 1996.- 170с.

Салтыков С.А. Стереометрическая металлография. М.: Металлургия, 1970- 376с.

Тишин П.А., Чернышов А.И. Особенности внутреннего строения марункеусского эклогит-амфиболит-

гнуесового комплекса (Полярный Урал)// Проблемы петрологии и минерогении мафит-ультрамафитовых комплексов Сибири.- Томск 1998. С-157-168.

Чернышов А.И., Гончаренко А.И., Гертнер И.Ф., Бетхер О.В. Петроструктурная эволюция ультрамафитов.- Томск, 1997.- 160с.

Goguel J. La cause de l'orientation des mineraux dans les roches metamorphiques.// Bull. Geol. Soc. France., 1965.- Ser.7.- T.VII.- P.747-752.

Helmstaedt H., Anderson O.L., Gavasci A.T. Petrofabrics studies of eclogite, spinel-hercynite and spinel-hercynite xenoliths from kimberlite-bearing breccia pipes in southeastern Utah and northeastern Arizona.// J. Geophys. Res., 1971.- Vol.76.- P.1231-1247.

Smith D.C. Eclogites and eclogite facies rocks. Amsterdam Elsevier 1988.-524p.

## Micro-structural reorganization due to eclogitization of gabbroides

P.A. TISHIN

*Tomsk State University, Tomsk, Russia*

The present contribution examines the relationship between mineralogical composition due to eclogitisation of gabbroides on the example Marun-Keu high pressure metamorphic complex (Polar Ural). Some stages of blastogeny are suggested as a free growth, static recrystallization and annealing recrystallisation in the constant strain field. By development of kinetically stable microstructures the eclogites fabric keeps up initial anisotropy of its gabbroic protolith.