

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ МУНИЛКАНСКОГО МАССИВА ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ

© 2015 г. В. А. Трунилина, С. П. Роев, А. И. Зайцев

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН  
677980, г. Якутск, просп. Ленина, 39  
E-mail: v.a.trunilina@diamond.ysn.ru*

Поступила в редакцию 03.02.2014 г.

В статье излагаются результаты изучения геологического строения и состава Мунилканского массива Главного батолитового пояса Верхояно-Колымских мезозойд (хр. Тас-Хаяхта). Установлено, что граниты массива включают многочисленные ксеноблоки габбро, долеритов, субвулканических гранитов, интродуцируются трещинными телами и дайками лейкогранитов–аляскитов и трахибазальтов–трахидолеритов и имеют нейтральные соотношения с габбро-диоритами, диоритами и монцонитами, образовавшимися в процессе взаимодействия базитовой и гранитной магмы. Магматическая деятельность происходила в несколько этапов с оксфордского века поздней юры до конца раннего мела (157–119 млн лет назад). Параметры составов магматических пород соответствуют формированию ранних производных в островодужной обстановке, поздних – в постколлизивной или интратиплитной, что охватывает весь цикл геологического развития Верхояно-Колымских мезозойд.

Ключевые слова: *габброиды, граниты, гибридные породы, минглинг, миксинг, типоморфизм минералов, петрология, геодинамические обстановки.*

### ВВЕДЕНИЕ

Соотношение и взаимодействие основного и гранитоидного магматизма – одна из наиболее активно обсуждаемых проблем современной петрологии. Меланократовые включения в гранитах встречаются достаточно часто. Природа их различна: это ксенолиты более ранних магматических образований, реститы магнообразующих субстратов, автолиты, гибридные породы, сформированные в процессах смешения базальтоидных и гранитоидных расплавов. Возможность механического (минглинг) и химического (миксинг) смешения контрастных по составу магм с образованием широкого спектра гибридных пород в настоящее время признается большинством исследователей (Попов, 1984; Литвиновский и др., 1995; Складов, Федоровский, 2006; Докукина и др., 2010; и др.; Hildebrand, 1981; Vonin, 2004; и мн. др.).

Мафические включения в гранитоидах наблюдались нами в составе многих массивов Верхояно-Колымской орогенной области (ВКО) и относились в основном к ксенолитам более ранних этапов магматизма и автолитам. В данной работе соотношения производных основных мантийных и гранитных коровых расплавов рассматриваются на примере Мунилканского гранитного массива. По обилию мафических включений он является уникальным среди массивов Главного батолитового пояса, что и обусловило актуальность его детального изучения.

Массив локализован в окраинной восточной части Тас-Хаяхтахского горст-антиклинория ВКО, формирование которой большинством исследователей связывается с коллизией Верхоянской континентальной окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента (Тектоника..., 2001). Геологическое строение массива изучалось в течение двух полевых сезонов. В процессе камеральных исследований изучены петрографические шлифы, в лабораториях ИГАБМ СО РАН выполнены силикатные анализы пород (аналитики Д.А. Кулагина, С.Е. Дьяконова, Г.Н. Охлопкова, О.К. Самсонова), спектральные количественные (Г.С. Капышева, С.Ю. Коркина) и атомно-абсорбционные (Н.Н. Олейникова, Ю.Л. Голубко) анализы; в лаборатории ГЕОХИ СО РАН (г. Иркутск) Е.В. Смирновой определены содержания элементов-примесей методом ИСП-МС. Определение составов породообразующих и акцессорных минералов на рентгеновском микроанализаторе Camebax-micro и изучение Rb-Sr изотопных систем пород выполнено авторами данной статьи – С.П. Роевым и А.И. Зайцевым.

Состав пироксенов и амфиболов рассчитан по программам (Yavuz, 1999, 2013). Определение температур и давлений при кристаллизации по разным методам дает широкий разброс значений. Наиболее стабильные результаты для пироксенов получены по методике (Putirka, 2008), для амфиболов – по (Hammerstrom, Zen, 1986). Для определения усло-

вий кристаллизации биотитов использованы диаграммы Ю.П. Трошина с соавторами (1981). Мы не абсолютизируем полученные значения, но считаем, что они достаточно четко отражают тенденции и различия в составах и условиях кристаллизации пород и минералов.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Мунилканский массив интрузирует складчатую терригенно-карбонатную толщу палеозоя, разбитую многочисленными тектоническими нарушениями северо-западного и восток-северо-восточного направлений (рис. 1). К его эндо- и экзоконтактам приурочены проявления олова, серебра, золота, полиметаллов. Массив имеет близкую к овальной форму выхода площадью около 30 км<sup>2</sup> с длинной осью, вытянутой на северо-запад параллельно основным тектоническим нарушениям. Долина р. Мунилкан, разделяющая гранитный выход на две почти равные части, заложена по крупному восток-северо-восточному нарушению. В гравитационном поле массив не отражается, что указывает на малую мощность интрузивного тела. В эндо- и экзоконтактах массива присутствуют многочисленные тела позднеюрских габброидов, как правило интенсивно передробленные и инъецированные гранитами.

В гранитах, как в апикальных, так и в наиболее эродированных горизонтах массива, наблюдаются многочисленные блоки и будины силлов основного состава, иногда вместе с “приваренными” ороговикованными известково-глинистыми вмещающими породами. Между будинами и вдоль поверхностей плитчатой отдельности проникает гранитный материал. Наиболее многочисленные включения такого рода наблюдались в долине левого притока р. Мунилкан. В этой же ситуации по левым и реже по правым притокам р. Мунилкан фиксируются разбитые на блоки, смещенные по вертикальным и горизонтальным нарушениям дайки долеритов, габбро-долеритов, базальтов (рис. 2). Мощность силлов от десятков сантиметров до 40 м, даек – 0.2–3 м. Контакты тех и других с вмещающими гранитами отчетливо интрузивные, с ярко выраженной от мелко- до тонкозернистой зоной закалки в гранитах, что однозначно определяет их как догранитные образования. Крупные блоки включенных

в граниты вмещающих палеозойских терригенно-карбонатных пород интенсивно передроблены и сульфидизированы.

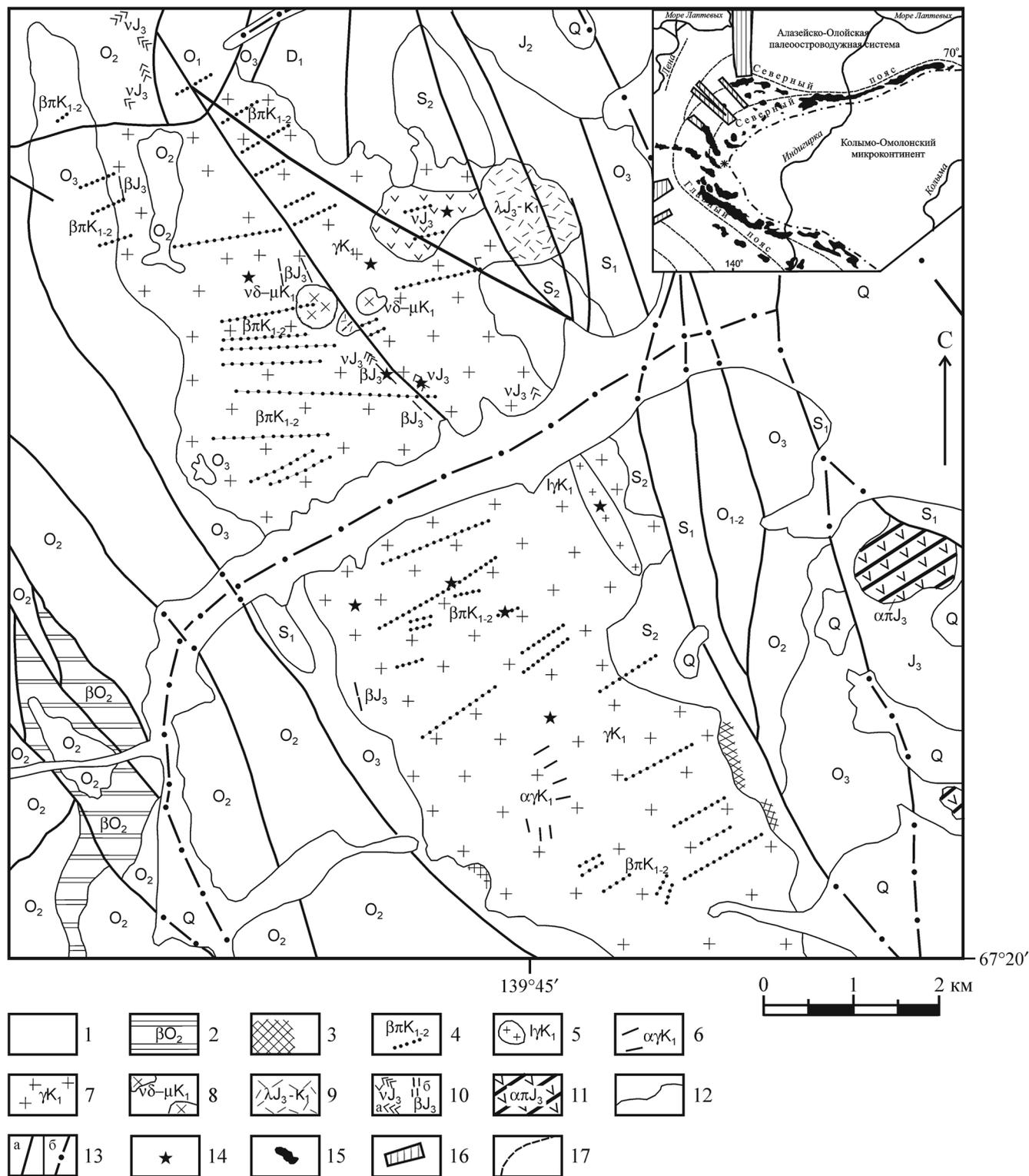
По левому борту и водоразделу р. Мунилкан вскрывается небольшой (1.5 км<sup>2</sup>) штокообразный выход риолит- и гранит-порфиров, рассеченный сериями мощных (до 20 м) зон дробления и сульфидизации. Контакты его с гранитами тектонические, что не позволяет установить возрастные взаимоотношения. Но в центральной части выхода массива в гранитах наблюдались крупные (до 4–5 м) ксеноблоки аналогичных риолит- и гранит-порфиров, интенсивно карбонатизированных и сульфидизированных, в свою очередь содержащих разрозненные фрагменты ксенодаек долеритов (см. рис. 2). Следовательно, риолит- и гранит-порфиры сформированы до гранитов, но после силлов и даек габброидов и долеритов.

В составе массива преобладают биотитовые граниты. Лишь в коренных обнажениях русла р. Мунилкан непосредственно у контакта с карбонатно-терригенной толщей палеозоя и фрагментами у боковых контактов они сменяются амфибол-биотитовыми пироксенсодержащими разностями. Жильная фация представлена маломощными дайками аплитов и мелкозернистых лейкогранитов. Широко, особенно в зонах эндоконтактов, распространены жильные и миароловые (до 2 м в поперечнике) пегматиты. По правому борту реки вдоль восточного контакта массив интрузирован лейкократовыми о-аляскитовыми гранитами, слагающими трещинное тело мощностью около 200 м (см. рис. 1). Аналогичного состава дайки мощностью от первых метров до 50 м и мелкие штоки размерами до нескольких десятков метров в поперечнике фиксируются и в центральной части южной половины массива.

В центральной части северной половины массива участок около 400 м в поперечнике сложен породами, в которых полосы мелко-, реже – среднезернистых пород габбро-диоритового и диоритомонцитового состава мощностью от первых сантиметров до первых метров перемежаются с гранитными (рис. 3). Те и другие не несут признаков наложенных деформаций и сохраняют нормальные магматические структуры. В гранитных “полосах” наблюдаются округлые и каплевидные включения габбро-диоритового и диоритового ма-

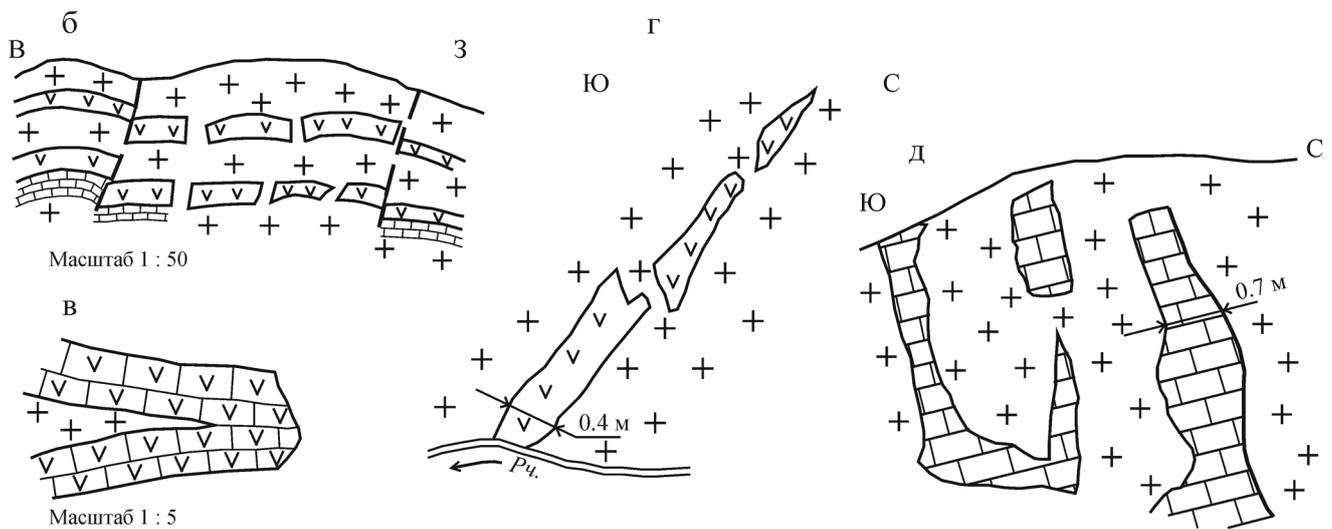
**Рис. 1.** Схема геологического строения Мунилканского магматического узла (по материалам С.У. Вагапова (1993 г.) с добавлениями авторов).

1 – четвертичные отложения; 2 – метабазаальты и метаперидотиты Pz; 3 – **скарны**; 4 – **дайки базальтов, трахибазальтов, трахидолеритов** K<sub>1-2</sub>; 5 – трещинные тела и дайки лейкогранитов–аляскитов; 6 – дайки аплитов и мелкозернистых лейкогранитов; 7 – граниты Мунилканского массива; 8 – “полосчатые” породы, 9 – субвулканические риолит- и гранит-порфиры J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>; 10 – силлы (а) и дайки (б) габброидов и долеритов J<sub>3</sub>; 11 – андезиты J<sub>3</sub>; 12 – геологические границы; 13 – тектонические нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 14 – пункты отбора проб на Rb-Sr изотопию. На врезке: 15 – гранитоидные массивы батолитовых поясов, 16 – поперечные интрузивные пояса, 17 – направления основных складчатых структур.



**Fig. 1.** Scheme of geological structure of the Munilkan igneous junction (based on materials of S.U. Vagapov (1993) with authors' additions).

1 – Quaternary deposits; 2 – Paleozoic metabasalts and metaperidotites; 3 – skarns; 4 – basaltic, trachybasaltic and trachydoleritic dikes,  $K_{1-2}$ ; 5 – fissure bodies and leucogranitic-alaskitic dikes; 6 – aplitic and fine-grained leucogranitic dikes; 7 – granites of the Munilkan massif; 8 – “banded” rocks; 9 – subvolcanic rhyolite- and granite-porphyrries  $J_3-K_1$ ; 10 – sills (a) and dikes (b) of gabbroides and dolerites  $J_3$ ; 11 – andesites  $J_3$ ; 12 – geologic boundaries; 13 – tectonic faults: a – identified, б – assumed; 14 – places of sampling for Rb-Sr isotopy. Inset: 15 – granitoid massifs of batholith belts, 16 – transverse intrusive belts, 17 – directions of basic folded structures.

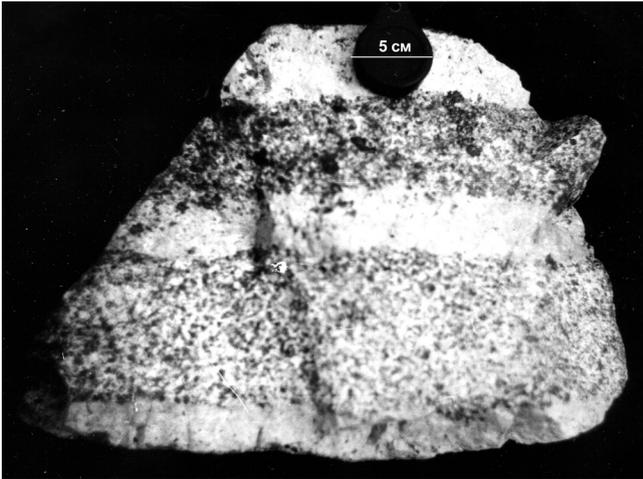


**Рис. 2.** Ксеноблоки в гранитах Мунилканского массива в долине левого притока р. Мунилкан.

а – панорамный снимок долины левого притока р. Мунилкан, выходы среди гранитов массива: 1 – силлов и даек  $J_3$ , 2 – субвулканических гранит-порфиров с ксеноблоком дайки долеритов, 3 – мраморизованных известняков; б – обнажение Т926 – будинированный силл габбро в гранитах; в – фрагмент того же обнажения – проникновение гранита вдоль плоскости отдельности в габбро; г – обнажение Т927 – будинированная дайка долеритов в гранитах; д – обнажение Т928 – блоки мраморизованных известняков в гранитах.

**Fig. 2.** Xenoblocks in granites of Munilkan massif in the valley of Munilkan River left tributary.

а – panoramic photo of Munilkan river left tributary, outcrops in granites of the massif: 1 – sills and dikes  $J_3$ , 2 – subvolcanic granite-porphyrines with xenoblock of doleritic dike, 3 – marbled limestones; б – outcrop Т926 – boudinaged sill of gabbro in granites; в – fragment of the same outcrop – granite penetration along joint plane into gabbro; г – outcrop Т927 – boudinaged doleritic dike in granites; д – outcrop Т928 – blocks of marbled limestones in granites.



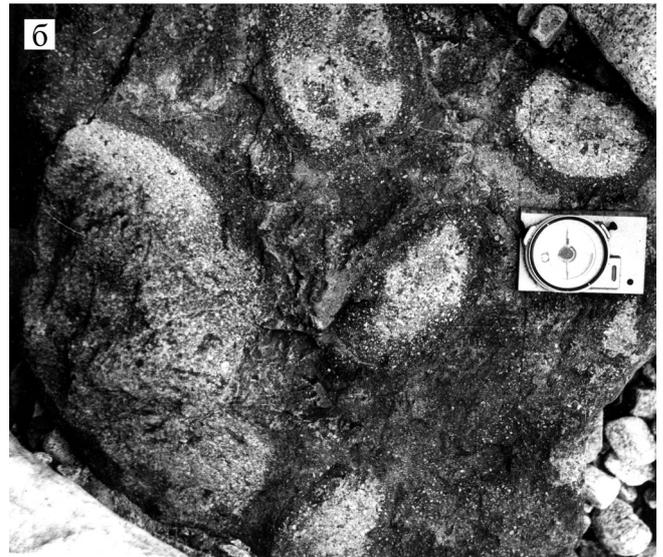
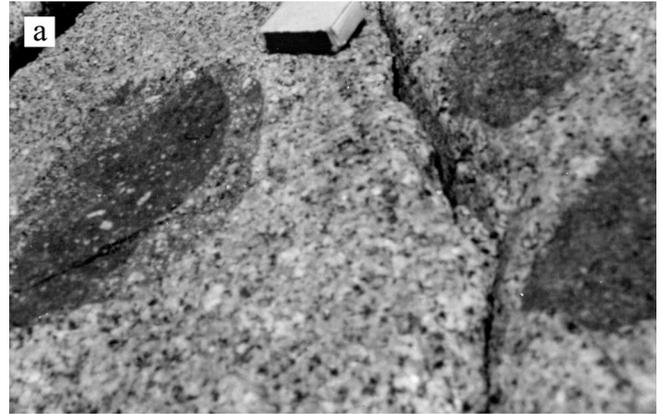
**Рис. 3.** Чередование слоев диоритового и гранитного состава в обр. Т926/5 (“полосчатая” порода).  
**Fig. 3.** Alternation of layers of diorite and granite in sample T926/5 (“banded” rock).

териала размерами до нескольких сантиметров, а в габбро-диоритовых и диорит-монцонитовых – такие же включения гранитного материала (рис. 4). При этом зон закалки между меланократовыми породами и гранитами не отмечено. По-видимому, такие образования были развиты более широко, так как глыбы и обломки аналогичных пород нередко отмечались среди элювиально-делювиальных развалов по всему выходу массива.

Завершают магматическую деятельность многочисленные дайки базальтов, трахибазальтов и трахидолеритов мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых метров. Они приурочены в основном к восток-северо-восточным нарушениям в теле массива и, в свою очередь, интенсивно переработаны.

#### ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

**Догранитные силлы основного состава** сложены мелко- и среднезернистыми массивными породами с диабазовой или габбро-диабазовой структурой. Состав их в наименее измененных образцах (%): плагиоклаз – 46.3, амфибол – 33.4, пироксен – 12.5, оливин – 2, хлорит – 1.3, кварц – 1.2, калишпат – 0.3, сумма аксессуариев – 0.7. В эндоконтактах они сменяются микрозернистыми долеритами или базальтами – порфировыми и гломеропорфировыми, с толеитовой или интерсертальной основной массой. Дайки основного состава массивные, порфировые и гломеропорфировые, с микродолеритовой и интерсертальной основной массой. И силлы, и дайки подверглись интенсивным постмагматическим изменениям с развитием агре-



**Рис. 4.** Включения габбро-диоритов в гранитах (а) и гранитов в габбро-диоритах (б).  
**Fig. 4.** Gabbro-diorite inclusions in granites (a) and granite inclusions in gabbro-diorites (b).

гатов карбоната, хлорита, серицита и тонкой сыпи биотита. Вдоль зон тектонических нарушений породы интенсивно ожелезнены. Типоморфизм породообразующих минералов в силлах и дайках идентичен.

Наиболее крупные выделения в порфировых разностях представлены идиоморфными или сглаженными очертаниями зернами хризолита (железистость  $f = 13.3\%$ ,  $Cr_2O_3 = 0.74$ ,  $MnO = 0.12$ ,  $CaO = 0.02\%$ ), по которому развиты агрегаты серпентина или серпентино-хлорита. Расчетная (Roder, Emslie, 1970) температура кристаллизации –  $1320^\circ C$ . Оливины такого состава типичны для перцолитов и, скорее всего, в рассматриваемых породах являются релитовыми. Более мелкие идиоморфные выделения сложены ферродиопсидом и магнезиальным авгитом (здесь и далее – по классификации (Rock, 1990)) с железистостью

$f = 14.3\text{--}32\%$  и расчетной температурой кристаллизации  $T = 1135\text{--}1183^\circ\text{C}$  (табл. 1). По соотношениям  $\text{MnO-TiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$  (Nisbet, Pearce, 1977) они отвечают клинопироксенам основных пород вулканических дуг. В базальтах и долеритах эндоконтактов тел пироксен нередко разбит на фрагменты прототектоническими трещинами, залеченными стекловатой массой основного состава. В габбро центральной части одного из силлов определен реликт несколько более железистого магнезиального энстатита ( $f = 38\%$ ,  $T = 1117^\circ\text{C}$ ). Амфибол замещает пироксен вплоть до образования гомоосевых псевдоморфоз. Представлен эднитом и магнезиальной роговой обманкой с расчетными параметрами:  $f = 40\text{--}45\%$ ,  $T = 848\text{--}787^\circ\text{C}$ ,  $P = 4.5\text{--}1.3$  кбар (табл. 2). Плагноклаз образует соизмеримые с клинопироксеном зерна, содержит его включения и сам встречается во включениях в нем. Характеризуется прямой зональностью ( $75\text{--}\rightarrow 52\text{--}\rightarrow 48\%$  *an*). Изредка в центре наблюдаются корродированные ядра реститового битовнита ( $80\text{--}84\%$  *an*) с включениями реликтов хризолита. Интерстиционный калишпат представлен санидином.

Главный акцессорный минерал этой группы пород – титаномагнетит (до  $16.36\%$   $\text{TiO}_2$ ) – образует мелкие вкрапленники и идиоморфные включения в пироксене. Циркон дает игольчатые кристаллы морфотипов “D” и “P” по (Pupin, 1980) и по соотношениям  $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2 = 111\text{--}61$  и низким содержаниям U, Th, Y, Yb типичен для основных пород (Ляхович, 1979; Хабибулина, 2003). Единичные зерна тонкопризматического ОН-апатита с низкими (сотые доли процента) содержаниями Cl, судя по ассоциации с серицит-хлоритовыми агрегатами, вероятно, постмагматические.

**Риолит- и гранит-порфиры** – массивные, порфировые и гломеропорфировые породы с идиоморфными вкрапленниками кварца, плагноклаза и калишпата. Основная масса в центральной части выхода пород – микроаллотриоморфнозернистая, участками микропегматитовая; в эндоконтактах – микропикрилитовая и фельзитовая. Порфировые выделения представлены кварцем, андезин-олигоклазом ( $32\text{--}26\%$  *an*) и ортоклазом, нередко преобразованным в шахматный альбит. По полевым шпатам развиваются почти полные псевдоморфозы крупнозернистого кальцита в ассоциации с мусковитом и сульфидами. Биотит – лепидомелан ( $f = 73.2$  и  $76.9\%$ ,  $T = 630^\circ\text{C}$ ,  $P = 0.6\text{--}0.8$  кбар) – наблюдается в ксеноморфных табличках мельче порфировых выделений, но крупнее зерен основной массы. Краевая оторочка зерен сложена высокотемпературным ( $810^\circ\text{C}$ ) Fe-биотитом ( $f = 47.4\%$ ,  $P = 0.4$  кбар) (табл. 3, рис. 5, 6), что предполагает разогрев расплава на уровне становления. В одном из шлифов в плагноклазе отмечены мелкие включения Fe-эднита и магнезиальной роговой обман-

ки, судя по расчетному давлению (2.1 кбар), возможно представляющие более ранний этап кристаллизации. Присутствуют единичные прихотливо оплавленные крупные зерна кварца с микротрещинами, залеченными почти стекловатой основной массой кислого состава, и их срастания с корродированными табличками высокоупорядоченного андезина ( $42\%$  *an*). Мы относим их к реститам магмообразующего субстрата. Среди акцессориев установлены: пирит, концентрирующий Pb (до  $0.4\%$ ), Bi ( $0.2\%$ ), Ag ( $0.1\%$ ); рутил; марганцовистый ильменит; ксенотим; апатит; циркон коровых морфотипов ряда “S” с варьирующими от центра к периферии значениями  $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$  от 74 до 42.

**Граниты** Мунилканского массива как правило гетерозернистые: от мелко- до крупнозернистых с преобладанием последних. Фации разной зернистости закономерно перемежаются в пространстве, что, скорее всего, обусловлено внедрением расплава по серии сближенных крупных разломов с последующим слиянием в единый массив. Соответственно, количественные соотношения минералов широко варьируют (в % по 21 подсчету на ИС): кварц –  $26.3\text{--}44.5$  (в среднем  $36.8$ ), плагноклаз –  $13.7\text{--}30.4$  ( $22.5$ ), калишпат –  $26.5\text{--}51.4$  ( $38.5$ ), биотит –  $0.1\text{--}2.6$  ( $1.1$ ), мусковит –  $0\text{--}0.9$  ( $0.1$ ), хлорит –  $0\text{--}4.6$  ( $0.3$ ), кальцит –  $0\text{--}4.6$  ( $0.3$ ), сумма акцессориев –  $0.2\text{--}1.5$  ( $0.4$ ). Состав пород эндоконтакта (по 10 подсчетам на ИС): кварц –  $27.1\text{--}39.2$  (в среднем  $34.2$ ), плагноклаз –  $23.8\text{--}44.7$  ( $34.3$ ), калишпат –  $10.6\text{--}37.4$  ( $26.6$ ), пироксен –  $0\text{--}1.5$  ( $0.2$ ), амфибол –  $0\text{--}2.1$  ( $0.5$ ), биотит –  $0.1\text{--}7.8$  ( $2.9$ ), мусковит –  $0\text{--}0.9$  ( $0.2$ ), хлорит –  $0\text{--}0.7$  ( $0.2$ ), кальцит –  $0\text{--}0.7$  ( $0.1$ ), сумма акцессориев –  $0.1\text{--}1.5$  ( $0.8$ ). Породы массивные, с аллотриоморфнозернистыми, пегматоидными, пегматитовыми, реже – гипидиоморфнозернистыми структурами. В них нередки округлые обособления диоритового или монзонитового состава, сложенные мелкими идиоморфными зернами андезина или андезин-лабрадора и амфиболизированного пироксена или амфибола, с кварцем, олигоклазом и калишпатом в интерстициях.

Плагноклаз гранитов неотчетливо зональный:  $26\text{--}\rightarrow 22\text{--}\rightarrow 5\%$  *an*;  $22\text{--}\rightarrow 8\text{--}\rightarrow 6\%$  *an*. Двойникование часто блокированное или с пересекающимися системами двойников. Многослойная, ритмичная, тонкая зональность (в основном только по периферии) отмечается преимущественно в плагноклазах эндоконтактов, реже – в наиболее эродированных горизонтах массива. Здесь в плагноклазе часты реликтовые корродированные и резорбированные на фрагменты ядра андезина ( $38\text{--}46\%$  *an*). Зоны нарастают обособленно вокруг каждого фрагмента ядра, сливаясь по периферии ( $42\text{--}\rightarrow 23\text{--}\rightarrow 12\text{--}\rightarrow 2\%$  *an*). Наблюдаются также почти мономинеральные, вероятно, реститовые скопления из плотно упакованных, беспорядочно ориентированных зерен олигоклаз-андезина, редкие интерстиции между

**Таблица 1.** Состав пироксенов магматических пород Мунилканского магматического узла  
**Table 1.** Composition of pyroxenes from igneous rocks of the Munilkhan igneous junction

Номер образца	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	f, %	Минерал	T, °C	P, кбар
Т925/5	Долерит	52.41	0.51	3.41	0.14	Не обн.	9.66	0.22	11.50	22.61	0.40	0.01	100.87	32.0	Ферридопсид	1135	8.4
		53.14	0.40	2.82	0.28	"--	8.52	0.21	12.59	21.96	0.32	0.02	100.25	27.5	Магнезиоавгит	1153	7.6
		54.17	0.28	3.01	0.30	"--	5.09	0.12	15.34	22.08	0.21	0.01	100.61	15.7	"--	1188	6.8
О-16	Габбро	52.32	0.23	0.70	Не обн.	0.78	22.01	0.58	20.80	1.62	0.17	Не обн.	99.21	38.0	Магнезиальный энстатит	1117	9.1
		54.54	0.30	3.30	1.34	Не обн.	4.49	0.13	15.01	21.07	0.24	"--	100.42	14.4	Магнезиоавгит	1177	8.0
		54.69	0.26	3.29	1.32	"--	4.60	0.11	15.47	20.97	0.21	"--	100.92	14.3	"--	1183	8.0
О-13	Габбро-диорит	55.62	0.02	1.49	Не обн.	"--	13.40	0.24	16.58	12.71	0.17	0.04	100.28	31.2	Субкальциевый магнезиоавгит	1144	11.5
		53.62	0.55	1.86	0.03	0.96	8.51	0.39	15.62	18.96	0.38	Не обн.	100.58	25.2	Магнезиоавгит	1192	8.8
		55.94	0.15	0.94	Не обн.	Не обн.	7.30	0.42	17.79	15.88	0.21	0.09	98.73	18.7	"--	1180	8.3
О-15/2	Монцонит	55.05	0.01	2.14	0.01	"--	13.66	0.44	14.98	12.71	0.26	0.14	99.41	33.8	Субкальциевый магнезиоавгит	1135	12.8
		55.82	0.02	1.44	"--	"--	12.68	0.38	16.20	12.70	0.28	0.07	99.59	30.5	То же	1142	12.2
		58.09	0.08	0.68	0.02	"--	13.40	0.48	14.41	12.76	0.28	0.04	100.24	34.3	"--	1108	11.4
И-17	Гранит	55.94	0.10	1.29	0.02	"--	11.47	0.40	17.29	13.34	0.22	0.08	100.14	27.1	Магнезиоавгит	1156	10.8
		55.35	0.31	1.77	0.01	"--	15.06	0.40	13.46	11.98	0.45	0.12	98.90	38.6	Субкальциевый магнезиоавгит	1105	14.1
		53.12	0.04	0.46	Не обн.	"--	30.74	4.84	8.30	1.17	0.14	Не обн.	98.80	67.5	Железистый энстатит	996	9.9
О-4/1	Гранит	52.92	0.07	0.42	"--	0.03	30.31	3.32	10.28	1.40	0.27	"--	99.03	62.3	То же	1051	8.7
		52.03	0.52	3.11	0.01	Не обн.	15.20	0.79	15.05	10.32	1.09	0.28	98.41	36.2	Субкальциевый магнезиоавгит	1155	17.4
		51.99	0.21	3.80	0.01	"--	20.31	0.67	8.51	12.03	0.56	0.15	98.24	57.2	Субкальциевый ферриавгит	1076	16.5
О-21		51.10	0.19	4.59	0.01	"--	20.31	0.57	9.57	11.89	0.45	0.16	98.84	54.4	То же	1090	15.6

Примечание. Расчеты составов по программе (Yavuz, 2013); T, °C, и P, кбар – по (Putirka, 2008); название минерала – по (Rock, 1990).

Note. Composition calculation by the program (Yavuz, 2013); T, °C, and P, kbar – by (Putirka, 2008); name of the mineral – by (Rock, 1990).

**Таблица 2.** Состав амфиболов магматических пород Мунилканского массива  
**Table 2.** Composition of amphiboles from igneous rocks of the Munitkan massif

Номер образца	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cl	H <sub>2</sub> O	Сумма	f, %	P, кбар	T, °C	Минерал
О-16	Габбро	44.59	3.20	9.54	0.01	0.95	13.61	0.24	11.21	11.08	2.57	0.96	0.12	1.94	100.03	42	4.5	798	Эденит
	"--	44.84	2.64	8.36	0.02	2.78	12.08	0.24	11.71	10.86	1.74	0.89	0.15	1.9	98.20	41.1	3.5	787	Mg-роговая обманка
	"--	46.45	1.90	7.15	0.03	4.88	11.71	0.28	12.34	10.40	1.58	0.70	0.21	1.88	99.52	42.4	2.3	806	То же
	"--	48.14	1.64	5.97	0.01	3.04	13.64	0.25	11.62	10.95	1.29	0.60	0.17	1.92	99.24	45	1.3	848	"--
P-415/20	Риолит	42.97	0.99	6.38	He обн.	2.79	26.10	0.82	4.20	10.27	1.91	1.06	0.64	1.60	99.51	64.8	2.1	836	Fe-эденит
	"--	50.12	0.56	3.31	0.04	2.08	14.98	He обн.	12.51	11.46	0.60	0.29	0.23	1.93	98.11	43.2	2.5	830	Mg-роговая обманка
О-4/1	Гранит	39.64	1.14	7.34	0.01	2.52	20.70	1.20	7.57	9.37	2.09	0.72	0.23	1.69	94.22	62.9	3.3	816	Ферроэденит
	"--	44.33	1.67	7.06	He обн.	4.39	20.14	1.10	6.42	10.21	1.66	0.89	0.29	1.8	99.96	67.9	2.5	829	Fe-роговая обманка
И-18	"--	44.77	1.59	6.75	"--	4.65	20.32	1.18	6.53	10.11	1.62	0.88	0.28	1.81	100.49	67.8	2.2	834	"--
	Гранит	48.82	1.57	6.73	"--	3.11	16.95	0.53	7.46	9.27	1.71	0.81	0.22	1.7	98.88	56	2.5	830	Mg-роговая обманка
И-13	"--	48.53	0.02	6.18	0.01	4.21	12.29	0.52	13.78	9.76	0.24	0.10	0.02	1.94	97.59	65	1.5	845	Fe-роговая обманка
	Габбро-диорит	44.12	3.23	9.92	0.02	2.83	11.60	0.26	11.50	10.96	2.67	0.87	0.10	1.93	100.01	40.8	4.8	793	Mg-роговая обманка
	"--	44.33	2.95	9.09	0.01	3.42	11.57	0.26	12.21	11.01	2.06	0.86	0.16	1.92	99.84	40.2	4	805	Эденит
	"--	44.87	2.95	8.72	0.01	3.74	11.53	0.28	12.31	11.14	1.67	0.93	0.18	1.92	100.25	40.4	3.6	811	"--
И-15	"--	44.16	2.96	8.30	He обн.	2.88	12.30	0.30	11.88	11.00	2.03	0.90	0.18	1.89	98.79	41.2	3.5	814	"--
	Монцонит	47.58	2.12	7.07	"--	3.83	8.53	0.33	15.11	11.44	1.40	0.90	0.15	1.97	100.43	30.9	2.1	835	Mg-роговая обманка
	"--	50.77	1.12	4.22	0.02	2.97	11.05	0.46	14.77	11.17	1.22	0.47	0.17	1.97	100.38	34.4	2	837	То же
	"--	47.63	1.69	6.88	0.02	3.31	10.87	0.34	13.51	11.32	1.76	0.61	0.19	1.94	100.08	36.5	2	837	"--
"--	49.27	1.41	4.69	0.02	2.84	13.25	0.62	12.92	10.94	1.38	0.61	0.15	1.94	100.04	40.7	2	837	"--	

Примечание. Расчеты составов по программе (Yavuz, 1999); T, °C, и P, кбар – по (Hammerstrom, Zen, 1986).

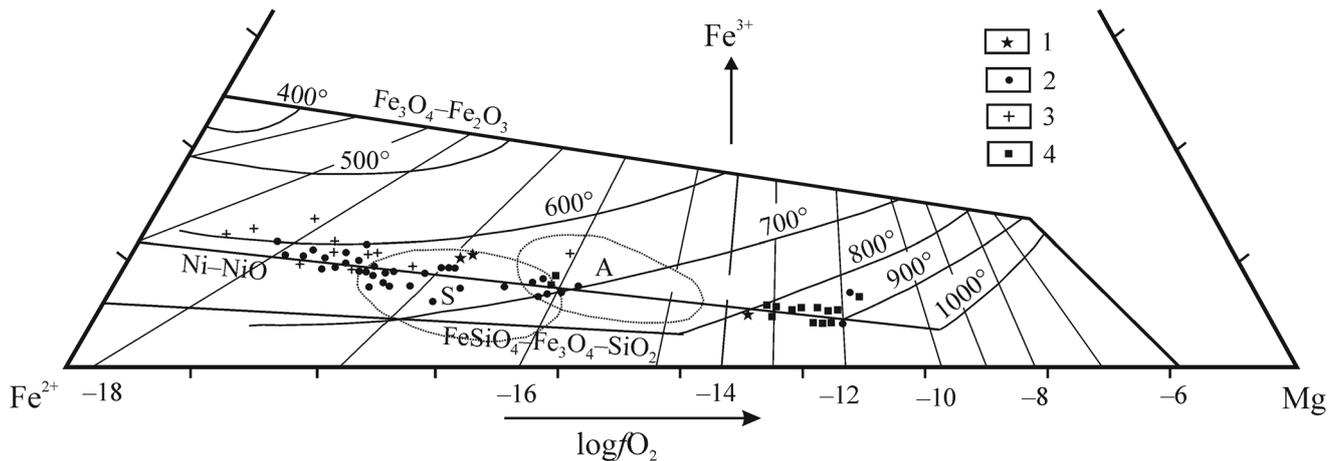
Note. Composition calculations by the program (Yavuz, 1999); T, °C, and P, kbar – by (Hammerstrom, Zen, 1986).

**Таблица 3.** Состав биотитов магматических пород Мунилканского массива  
**Table 3.** Compositions of biotites from igneous rocks of the Munilkans massif

Номер образца	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cl	F	H <sub>2</sub> O	Сумма	f, %	aI, %	T, °C	logfO <sub>2</sub>	Минерал
P415/2	Риолит	37.79	4.55	11.57	0.01	2.18	16.13	He обн.	11.46	0.19	9.57	0.55	0.71	2.66	97.39	47.0	16.3	810	-13.5	Fe-биотит
		36.38	3.37	10.43	0.02	4.37	24.14	0.24	5.77	0.09	9.33	0.62	0.63	3.20	98.62	73.2	15.2	630	-16.9	Лепидомелан
O-13	Габбро-диорит	36.14	3.56	11.83	0.01	4.09	25.38	0.24	4.89	0.15	9.20	0.83	0.82	2.57	99.75	76.9	17.1	630	-17	"-
		36.91	6.20	13.46	0.01	2.70	14.56	0.15	14.10	0.47	6.14	0.39	0.25	2.50	99.14	40.3	18.0	890	-11.5	Mg-биотит
O-15/2	Монцонит	35.34	4.02	11.91	0.01	3.64	21.43	7.13	0.63	0.51	9.20	0.30	He опр.	3.93	98.04	66.0	17.4	685	-16.1	Fe-биотит
		35.36	3.83	12.42	0.01	3.55	21.94	7.15	0.52	0.38	9.13	0.36	"-	3.71	98.35	66.4	17.9	690	-16.1	"-
T416/1	Гранит	36.97	6.08	12.82	0.01	1.78	14.50	0.14	12.70	0.45	8.09	0.56	"-	2.90	96.98	41.6	17.9	890	-12.4	Mg-биотит
		37.66	5.05	12.29	0.01	2.33	14.10	0.17	13.16	0.29	7.86	0.51	"-	3.80	97.22	40.8	17.0	880	-12.2	То же
O-4/1	Гранит	37.54	5.25	12.44	He обн.	2.29	15.25	0.15	12.55	0.33	8.09	0.64	"-	3.15	97.68	43.6	17.2	830	-12.7	"-
		38.20	5.03	12.56	"-	1.34	17.19	0.12	11.67	0.12	10.12	0.52	0.70	1.46	99.03	46.8	17.3	900	-12	Mg-биотит
T937	Гранит	36.42	3.76	13.85	"-	2.85	24.77	0.51	5.62	0.07	9.42	0.44	1.28	2.48	101.47	73.1	19.4	680	-16.8	Лепидомелан
		34.03	3.83	12.89	"-	3.17	22.95	0.54	5.41	0.21	9.43	0.35	1.08	4.69	98.58	72.6	19.3	650	-16.8	"-
O-17/1	Гранит	34.05	3.93	13.68	"-	3.65	27.39	0.77	3.28	0.15	8.82	0.36	0.99	3.58	100.65	83.8	20.0	630	-17.7	Сидерофиллит
		37.14	3.62	13.17	"-	3.32	13.34	0.16	13.78	0.36	6.87	0.85	0.99	5.19	98.82	39.9	17.9	850	-11.7	Mg-биотит
O-19/4	Лейкогранит	34.87	3.90	11.91	0.01	3.33	21.75	0.62	7.89	0.32	9.75	0.54	1.52	3.91	100.30	63.8	17.2	700	-15.9	Fe-биотит
		35.13	4.07	11.95	0.01	3.57	22.03	0.55	7.31	0.41	9.32	0.48	1.76	3.63	100.21	66.0	17.3	680	-16.1	"-
И-11	Гранит	36.17	3.75	13.19	He обн.	3.11	24.48	0.17	4.26	0.13	9.53	0.28	0.65	2.66	98.38	78.2	19.2	660	-17.1	Сидерофиллит
		34.43	3.45	13.99	0.01	3.80	26.83	0.21	3.10	0.11	8.81	0.39	0.16	3.23	98.54	84.6	20.4	620	-17.8	Лепидомелан
O-18	Аляскит	34.58	3.66	12.44	He обн.	3.66	26.77	1.04	3.11	0.22	9.68	0.38	0.76	3.98	100.28	84.4	18.6	620	-17.8	"-
		36.07	2.92	13.46	"-	3.87	25.48	0.59	3.87	0.30	9.20	0.34	He опр.	2.89	98.99	80.8	19.4	620	-17.4	"-
O-17/1	Гранит	35.17	2.92	12.85	0.01	4.49	26.07	0.58	3.30	0.40	8.97	0.45	"-	3.22	98.42	83.7	18.8	610	-17.7	"-
		34.77	4.33	12.77	0.01	3.05	22.04	7.45	0.55	0.21	9.02	0.34	"-	4.06	98.59	65.1	18.4	700	-16.1	Fe-биотит
O-19/4	Лейкогранит	34.76	3.91	12.39	0.01	3.49	22.92	6.63	0.58	0.25	9.19	0.34	"-	4.02	98.49	68.8	18.0	680	-16.4	"-
		34.88	4.04	11.75	0.01	4.11	26.19	0.72	2.85	0.30	8.99	0.43	"-	3.90	98.16	85.5	17.8	610	-17.9	Лепидомелан
O-18	Аляскит	35.72	3.53	13.24	He обн.	3.55	24.34	0.49	4.40	0.24	8.95	0.50	"-	3.55	98.51	77.0	19.3	640	-16.1	"-
		33.96	3.52	12.29	"-	4.46	25.16	0.39	3.70	0.54	9.22	0.59	"-	3.54	97.37	81.6	18.5	610	-17.5	"-
O-18	Аляскит	34.74	3.44	12.92	"-	4.28	24.95	0.43	2.58	0.49	8.68	0.36	"-	4.00	96.87	86.2	19.6	600	-17.8	"-
		36.12	1.47	12.12	"-	4.93	24.61	0.33	2.25	0.14	8.85	0.46	"-	4.54	95.85	87.9	18.3	580	-18.1	Сидерофиллит
O-18	Аляскит	33.50	3.04	13.58	0.02	4.71	27.66	0.60	1.46	0.37	8.39	0.62	"-	4.04	97.98	92.5	20.4	600	-18.6	Лепидомелан
		34.35	3.59	12.26	He обн.	4.41	27.32	0.34	1.57	0.30	9.10	0.62	"-	3.49	97.355	91.8	18.7	590	-18.4	"-

Примечание. Расчеты T и logfO<sub>2</sub> – по диаграмме (Трошин и др., 1981); определение минерала – по (Tischendorf et al., 1999).

Note. Calculations T and logfO<sub>2</sub> – by the diagram (Трошин и др., 1981); definition of minerals – by (Tischendorf et al., 1999).

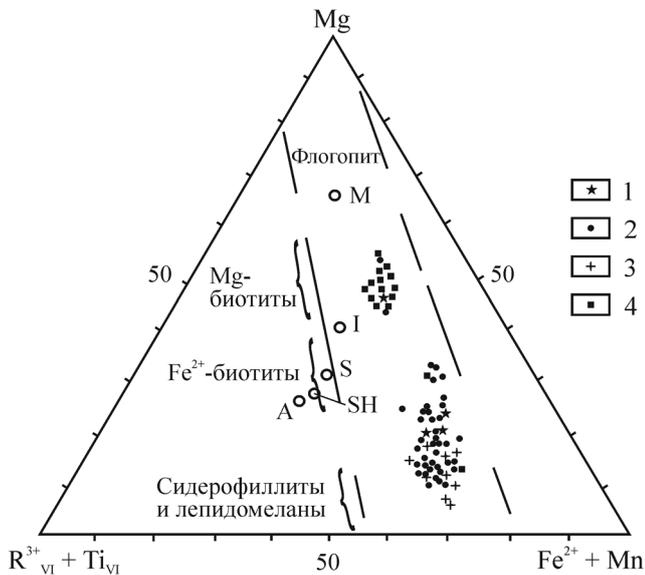


**Рис. 5.** Окислительно-восстановительный режим кристаллизации биотитов пород Мунилканского массива.

Биотиты: 1 – субвулканических гранит-порфиров, 2 – гранитов массива, 3 – лейкогранитов-аляскитов, 4 – габбро-диоритов-монзонитов. S и A – поля составов ранней генерации биотитов гранитов A- и S-типов (Трунилина и др., 2010). Другие обозначения (Трошин и др., 1981):  $Fe_3O_4-Fe_2O_3$ , Ni-NiO,  $FeSiO_4-Fe_3O_4-SiO_2$  – линии буферных равновесий, 1000–400°C – температуры кристаллизации биотитов,  $\log fO_2$  – активность кислорода.

**Fig. 5.** Redox (reducing-oxidizing) regime of biotite crystallization of rocks of the Munlikan massif.

Biotites from: 1 – subvolcanic granite-porphyrines, 2 – granites of massif, 3 – leucogranite-alaskites, 4 – gabbro-diorites-monzonites. S- and A – fields of composition of early generation of biotites of granites A- and S-types (Трунилина и др., 2010). Other symbols (Трошин и др., 1981):  $Fe_3O_4-Fe_2O_3$ , Ni-NiO,  $FeSiO_4-Fe_3O_4-SiO_2$  – lines of buffer equilibriums, 1000–500°C – temperatures of biotite crystallization,  $\log fO_2$  – oxygen activity.



**Рис. 6.** Соотношения между основными компонентами триоктаэдрической координации в биотитах магматических пород Мунилканского массива.

Условные обозначения – см. рис. 5. M, I, S, A, Sh – фигуративные точки средних составов биотитов стандартных типов гранитов (Гусев, 2009).

**Fig. 6.** Relation between basic components of trioctahedral coordination in biotites of igneous rocks of the Munlikan massif.

Grafic symbols see Fig. 5. M, I, S, A, Sh – figurative points of average compositions biotites of standard types granites (Гусев, 2009).

которыми заполнены карбонатом и кварцем, причем местами в крупных зернах плагиоклаза отчетливо просматривается теневой рисунок подобных “пакетов”. Калишпат гранитов – промежуточный и низкий микро- до мезопертитового ортоклаз и микроклин.

Биотит преимущественно поздне- и постмагматический. Редко отмечается его “сквозное” развитие – от раннемагматических идиоморфных табличек, дающих сростания с крупными зернами орти-

та и магнетита, до поздне- постмагматических ксеноморфных чешуек. По параметрам состава (см. рис. 5, 6) он соответствует биотитам гранитоидов постколлизонных или анорогенных обстановок и гранитов A-типа региона (Трунилина и др., 2010). Раннемагматический биотит магнезиальный ( $f = 39.9-46.8\%$ ), с многочисленными включениями магнетита, апатита, сфена, монацита, реже – циркона. Преобладающая позднемагматическая генерация имеет состав Fe-биотита и лепидомелана, содержит гораздо меньше включений аксессуарных минералов и образуется при умеренном и низком потенциале кислорода (см. табл. 3).

Спорадически в гибридных гранитах эндоконтакта отмечаются железистый ( $f = 60-67\%$ ) амфи-

болизированный ортопироксен и железистая роговая обманка, образующиеся одновременно или несколько позже плагиоклаза, но раньше биотита, который приспособляется к их очертаниям. В обособлениях диоритового состава установлены субкальциевый магнезиоавгит ( $f = 38.6\%$ , см. табл. 1), замещающийся магнезиальной роговой обманкой или эденитом (см. табл. 2).

В акцессорной фракции определены: ортит, сфен, F-апатит (0.1–0.34% Cl и 1.7–3.42% F), монацит, титаномагнетит (до 19.47%  $TiO_2$  и до 0.1%  $Cr_2O_3$ ), магнетит, циркон, пирит с характерными для пиритов из основных магм содержаниями Cr (до 0.2%). Циркон представлен “мантийными” и “коровыми” морфотипами рядов “P” и “S”, а также постмагматическими низкотемпературными рядами “A” и “AB”, с величинами  $ZrO_2/HfO_2$  от 120 до 18 при содержании суммы  $UO_3$  и  $ThO_2$  до 8.5% (Хабидулина, 2003). Ильменит (низкотемпературная марганцовистая модификация – 3.8–5.9% MnO при 0.2–0.5% MgO) развит весьма ограниченно. В породах эндоконтактов обычны ксеногенные гроссуляр и гидрогроссуляр. В целом акцессорная фракция не типична для коровых гранитов. Наиболее крупные ее зерна представлены зональным ортитом в сравнении с титаномагнетитом, амфиболом и биотитом. В зонах тектонических нарушений в гранитах появляется густая вкрапленность окисленных сульфидов. С поздне-, постмагматическим кварцем ассоциируют редкие иголки рутила и высокофтористый апатит (менее 0.1% Cl и 3.4–4.3% F).

**Лейкократовые до аляскитовых граниты** по среднему количественно-минералогическому составу отличаются от гранитов главной фазы лишь незначительно меньшим содержанием плагиоклаза и слюды при несколько большем – калишпата. Состав их для наименее измененных образцов (по 6 подсчетам на ИС, %): кварц – 33.5–38.3 (в среднем 36), плагиоклаз – 13.3–21.2 (18.3), калишпат – 38.5–50.7 (43.5), биотит – 0–1.3 (0.4), мусковит + хлорит – 0.9–1.9 (1.3), акцессории – 0.2–1 (0.5). Породы массивные, с аллотриоморфнозернистой, аплитовой, участками пегматитовой структурой. Широко развиты процессы грейзенизации с образованием мелкозернистых агрегатов мусковита и кальцита. Обильны ассоциирующие жилы и прожилки кварца.

Плагиоклаз незональный или неотчетливо зональный с составом 11–5% *an*. Калишпат тонкопертитовый, изредка решетчатый микроклин ( $2V_{Np} = 72–82^\circ$ ,  $c : Nm = 15–18^\circ$ ). Как правило, полевые шпаты интенсивно альбитизированы, нередко замещены тонкочешуйчатым мусковитом или агрегатом мусковита и кальцита. Биотит – поздне- и постмагматический лепидомелан и сидерофиллит ( $f = 77–94.2\%$ ), обычно почти полностью мусковитизированный. Кристаллизуется при  $T = 630–560^\circ C$  в восстановительных условиях.

Акцессорные минералы представлены F-апатитом (до 4.5% F) с повышенными содержаниями  $Se_2O_3$  (до 0.86%) и  $La_2O_3$  (до 0.43%), рутилом, зональным цирконом коровых морфотипов ряда “S” с отношениями  $ZrO_2/HfO_2$  63–43, марганцовистым ильменитом (13–19% MnO), магнетитом (0.2–2.6%  $TiO_2$  и не более 0.03%  $Cr_2O_3$ ), монацитом, пиритом и арсениопиритом, редкими зернами флюорита. Для грейзенизированных разностей характерны гнездовые скопления идиоморфных кристалликов касситерита.

**Габбро-диориты, диориты, монзониты** “полосчатых” пород и мафических включений в гранитах массивные, часто порфириовидные, мелко- и среднезернистые с субофитовой, призматически-зернистой и монзонитовой структурой. Порфириовидные выделения представлены сростками и единичными зернами плагиоклаза и клинопироксена в окружении крупных призм актинолитизированного амфибола, который иногда полностью замещает клинопироксен. В основной массе преобладают плагиоклаз и амфибол. Интерстиции выполнены кварцем, биотит-кварцевым или кварц-олигоклаз-калишпатовым пегматитовым агрегатом с вростками биотита. Количественно-минералогический состав широко варьирует (по 11 подсчетам на ИС, %): пироксен – 12.2–19.5, амфибол – 12–28.4, плагиоклаз – 37.2–55.9, кварц – 3.4–19, калишпат – 0.5–30.1, биотит – 0–10.6, сумма акцессориев – 0.7–3.1, вторичных минералов (хлорит, эпидот, серицит, карбонат) – 8.6–22.5%. В монзонитах калишпат и реже биотит образуют крупные порфириобласты.

Плагиоклаз многозональный, с корродированной центральной зоной лабрадор-битовнитового состава, содержащей единичные идиоморфные включения субкальциевого магнезиоавгита. Переходы между средними андезин-лабрадоровыми зонами плавные. Более резко отделена андезин-олигоклазовая периферия, близкая по составу к интерстиционному плагиоклазу: 75–70→56→54→46→30→26% *an*. Двойникование сложное, блокированное, с перекрывающимися системами двойников. Пироксен представлен субкальциевым магнезиоавгитом и магнезиоавгитом. Судя по расчетным параметрам кристаллизации ( $P = 12.8–8.3$  кбар,  $T = 1108–1192^\circ C$  – см. табл. 1) и петрографическим наблюдениям, клинопироксены и лабрадор-битовнит представляют раннемагматическую глубинную ассоциацию кристаллизующегося основного расплава. Замещение, а затем вытеснение клинопироксена магнезиальной роговой обманкой и эденитом близкой железистости происходило на фоне быстрого снижения температуры в средние этапы кристаллизации ( $T = 837–793^\circ C$ ,  $P = 4.8–2.1$  кбар – см. табл. 2). Биотит преимущественно магнезиальный, близок к амфиболу по железистости (40.3–45.4%) и температуре кристал-

лизации – 890–810°C, образуется в окислительных условиях (см. табл. 3, рис. 6). Биотит порфиروبластов железистый, кристаллизуется в восстановительных условиях при 690–685°C. По составу и условиям кристаллизации близок биотиту гранитов. Как правило, заметно хлоритизирован.

В монцодиоритах и монцонитах минералы амфибол-пироксенового габбро погружены в пегматитовый или микропегматитовый агрегат, количество которого неравномерно – от первых процентов до 60%. Основность плагиоклаза здесь снижается до олигоклаза с 26–16% *an*, а калиевый полевой шпат представлен промежуточным ортоклазом и микроклином, аналогичным таковому в гранитах. Калишпат порфиروبластов пятнисто-пертитовый с содержанием *an* 0–6%, также близок таковому в гранитах (0–4%).

Главный акцессорный минерал пород – титаномагнетит (до 16.16%  $TiO_2$ ). Ильменит мало распространен и аналогичен ильмениту гранитов (3.4–6%  $MnO$  и 0.2–0.6%  $MgO$ ). Апатит во включениях в амфиболе и ранней генерации биотита габбро-диоритов и диоритов, в отличие от апатита гранитов, характеризуется высоким содержанием  $Cl$  (1.08–1.31% при 1.5–1.23%  $F$ ), тогда как в монцонитах приближается к составу апатитов гранитов (0.64%  $Cl$  при 2.88%  $F$ ). С кварцем и порфиробластами биотита здесь ассоциирует  $F$ -apatит (0–0.42%  $Cl$  и 2.97–3.88%  $F$ ). Игольчатые кристаллики циркона образуют включения во всех породообразующих минералах. В более крупных его зернах улавливается зональность с понижением отношений  $ZrO_2/HfO_2$  от центра к периферии от 88 до 43. В корродированных ядрах это значение поднимается до 100–102. Представлен циркон как “мантейными” морфотипами рядов “D” и “P” и их преобразованными аналогами, так и “коровыми” морфотипами ряда “S”.

Гранитные обособления (см. рис. 4) в породах рассматриваемой группы аналогичны по составу окружающим гранитам массива. Контакты их четкие, ровные, без зон закалки с обеих сторон. Вдоль контактов диорит-монцонитовых и гранитных полос в упомянутых выше “полосчатых” породах нередко развиваются крупные кристаллы розового микроклина, врастающие в обе породы.

**Постгранитные дайки долеритов, трахидолеритов и трахибазальтов** массивные и миндалекаменные, с миндалинами, выполненными карбонатом или кварц-карбонатным агрегатом. Структуры пород мелкопорфировые, с аподиабазовой, аподолеритовой и гиалиновой основной массой. Обычны мелкие микропегматитовые обособления. Эти дайки, как правило, приурочены к многократно подновлявшимся тектоническим нарушениям и поэтому изменены даже интенсивнее, чем догранитные, часто до преобразования в кальцит-хлорит-актинолитовый агрегат. Соответствен-

но, данные о составе слагающих их минералов скудны.

Пироксен дает скопления изометричных выделений, нацело замещенных розетковидным серпентин-хлоритом (около 15%). Реже наблюдается замещение актинолитом, видимо, по гомоосевым псевдоморфозам амфибола. Состав по редким реликтам соответствует субкальциевому ферроавгиту ( $f = 46–57\%$ ) и субкальциевому магнезиоавгиту ( $f = 36.2\%$ ). Расчетные параметры кристаллизации:  $T = 1076–1155^\circ C$ ,  $P = 15.6–17.4$  кбар. Амфибол по оптическим свойствам отвечает обыкновенной роговой обманке ( $2V_{Np} = 80–90^\circ$ ,  $Ng : c = 5–24^\circ$ ). Почти нацело актинолитизирован. Плагиоклаз незональный или неотчетливо-зональный. Состав варьирует от лабрадора (65% *an*) до андезина (36% *an*).

Основная масса раскристаллизованных разновидностей сложена мелко- и микрозернистым агрегатом из коротких лейст и табличек плагиоклаза и изометричных и субпризматических зерен нацело актинолитизированного амфибола и хлоритизированного биотита. Кварц присутствует в количестве до 1.5% в виде ксеноморфных интерстиционных зерен с микровключениями санидина ( $2V_{Np} = 16–24^\circ$ ) или в скелетных прорастаниях с ним. В базальтах и трахибазальтах структура основной массы гиалопилитовая или интерсертальная, в которой в стекло основного состава погружены тонкие лейсты плагиоклаза и замещенного бурым непрозрачным веществом пироксена. В акцессорной фракции установлены титаномагнетит (15–16.9%  $TiO_2$ ), ильменит, сфен, гранат пироп-альмандинового ряда (26–42% *py*) и почти чистый реститовый пироп (76–91% *py*).

#### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

**Догранитные основные породы** по химическому составу отвечают габбро (с единичными отклонениями к габбро-диоритам) среднекалиевой известково-щелочной серии (рис. 7, табл. 4, 5). Породы преимущественно железистые ( $f = 37–70\%$ ), диопсид-гиперстен- и оливин-диопсид-нормативные, с существенным преобладанием нормативного альбита над ортоклазом. Нормативный состав плагиоклаза от 78 до 58% *an*. Соотношения петрогенных окислов (рис. 8) определяют породы как производные островодужного известково-щелочного базальтового расплава. Расчетные параметры магмогенерации:  $T = 1300^\circ C$ ,  $P = 10–12$  кбар (Куликова, Куликов, 2001), температура начала кристаллизации (French, Cameron, 1981) – 1160–1180°C. Субстраты магмогенерации были локализованы в пределах слабо метасоматизированной гранатсодержащей мантии ( $La/Yb = 3.3–8.4$ ;  $Yb = 1.8–2.7$ ) (Drill et al., 1997).

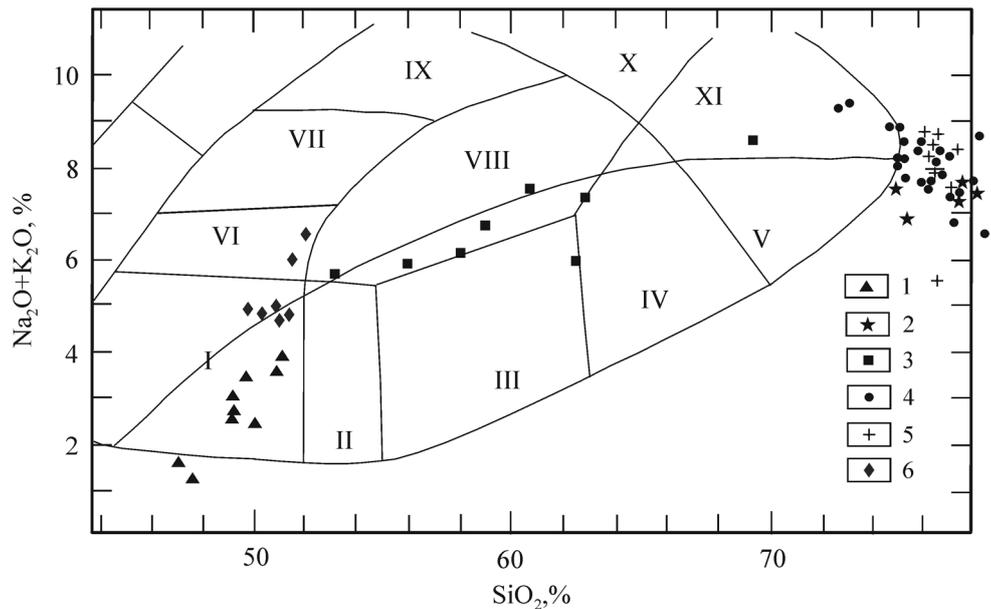


Рис. 7. Классификационная диаграмма для магматических пород Мунилканского массива.

1 – позднелюрские габброиды и долериты, 2 – субвулканические риолит- и гранит-порфиры, 3 – габбро-диориты–монзониты, 4 – граниты, 5 – лейкограниты–аласкиты, 6 – базальты, трахибазальты, трахидолериты. Поля диаграммы (Wilson, 1989): I – габбро, II – габбро-диориты, III – диориты, IV – гранодиориты, V – граниты, VI – субщелочное габбро, VII–VIII – монзониты, IX–X – сиениты, XI – щелочные граниты.

Fig. 7. Classification chart on igneous rocks of the Munilkan massif.

1 – Late Jurassic gabbroids and dolerites, 2 – subvolcanic rhyolite- and granite-porphyrries, 3 – gabbro-diorites–monzonites, 4 – granites, 5 – leucogranites–alaskites, 6 – basalts, trachybasalts, trachydolerites. Chart fields (Wilson, 1989): I – gabbro, II – gabbro-diorites, III – diorites, IV – granodiorites, V – granites, VI – subalkalic gabbro, VII – VIII – monzonites, IX–X – syenites, XI – alkalic granites.

**Риолит- и гранит-порфиры** гиперстен- и диопсид-гиперстен-нормативные, с близкими содержаниями нормативных ортоклаза и альбита. Состав нормативного плагиоклаза – 11–25% *an*; железистость 62–78%, цветной индекс – 3.8–6.1%. Породы высококварцевые, высокоглиноземистые, высококалиевой известково-щелочной серии (см. табл. 4). На диаграмме  $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O) \text{ mol} - Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O) \text{ mol}$  точки составов наименее измененных разностей локализуются в поле коллизионных образований (рис. 9). Судя по соотношениям  $Al_2O_3/(MgO + FeO) \text{ mol} - CaO/(MgO + FeO) \text{ mol}$  (3–4.1 – 0.65–0.75), **материнский расплав** генерировался при парциальном плавлении метаграувакк (Gerdes et al., 2000). **Расчетное давление** магмогенерации (Куликова, Куликов, 2001) составляло около 5 кбар при температуре до 880°C. Средний состав наименее измененных разностей близок гранитам S-типа (см. табл. 4). Характерны для S-гранитов и соотношения в породах основных петрогенных окислов, и характер трендов РЗЭ с невысокими содержаниями элементов и глубоким минимумом Eu (рис. 10).

**Граниты Мунилканского массива** обладают нормальной щелочностью кали-натрового ти-

па, высокой и весьма высокой глиноземистостью и высокой железистостью (82–94%). Породы гиперстен-нормативные, реже – диопсид-гиперстен-нормативные, с широкими вариациями содержаний нормативных альбита (25–34%) и ортоклаза (18–30%) при близких средних их величинах. В целом нормативный состав и значения индикаторных петрохимических коэффициентов, как и рассмотренный выше состав акцессорной фракции, близки к таковым гранитов А-типа (см. табл. 4). Преимущественно А-гранитам отвечают и соотношения в них Sr–Rb/Sr (рис. 11). Геодинамическая позиция определяется как поздне- или посторогенная (см. рис. 9).

Расчетное давление в очагах магмогенерации (около 5 кбар) аналогично таковому для материнского расплава риолит- и гранит-порфиров, но расчетные температуры магмогенерации, по (Jung, Pfander, 2007), заметно больше (1000–1020°C), а тренды РЗЭ отличаются повышенными содержаниями всех лантаноидов (см. рис. 10). Вариабильность отношений Th/Pb (0.68–3.91), невозможная при условии закрытости системы (Фор, 1989), и секущий тренд точек составов на классификационной диаграмме (см. рис. 7), также характерный для

**Таблица 4.** Средний химический состав магматических пород Мунилканского массива (мас. %)**Table 4.** Average chemical compositions of igneous rocks of the Munilkan massif (wt %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	S-type	S <sub>1</sub> -type	A-type
	n = 9	n = 7	n = 8	n = 5	n = 30	n = 7			
SiO <sub>2</sub>	48.42	47.01	52.56–67.34	75.73	75.59	76.30	70.30	72.60	73.80
TiO <sub>2</sub>	0.94	1.16	0.28–1.91	0.14	0.21	0.19	0.48	0.29	0.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.88	15.24	15.31–17.63	12.83	12.68	12.37	14.10	14.10	12.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.68	2.62	0.39–4.95	0.43	0.43	0.36	0.56	0.30	1.24
FeO	6.49	6.92	1.77–4.66	0.66	1.42	1.98	2.87	1.38	1.58
MnO	0.12	0.14	0.05–0.15	0.05	0.06	0.03	–	–	–
MgO	7.11	5.90	0.74–4.00	0.58	0.34	0.06	1.42	0.73	0.20
CaO	11.60	8.12	2.68–8.06	0.80	1.01	0.68	2.03	1.18	0.75
Na <sub>2</sub> O	1.92	2.66	2.44–4.39	3.04	3.40	3.68	2.41	2.71	4.07
K <sub>2</sub> O	1.01	1.97	1.85–5.80	3.94	4.26	4.45	3.96	5.54	4.65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.28	0–0.29	0.02	0.04	0.02	–	–	–
CO <sub>2</sub>	0.22	4.77	0–1.08	0.83	0.16	0.20	–	–	–
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.09	0.14	0.06–0.19	0.08	0.08	0.09	–	–	–
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.00	2.40	1.02–2.31	0.70	0.30	0.45	–	–	–
F	0.06	0.14	0.11–0.13	0.07	0.04	0.09	–	–	–
S <sub>общ</sub>	0.08	0.32	0–0.15	0.51	0.04	0.06	–	–	–
Li <sub>2</sub> O	0.0032	0.0066	0.001–0.006	0.001	0.0023	0.0019	–	–	–
Rb <sub>2</sub> O	0.0031	0.0032	0.002–0.0153	0.0037	0.0167	0.0276	–	–	–
Сумма	99.67	99.34	–	100.33	100.04	99.95	–	–	–
K/(Na+K)	0.26	0.33	0.16–0.61	0.46	0.45	0.44	0.52	0.58	0.43
(Na+N)/Al	0.25	0.43	0.38–0.67	0.72	0.80	0.88	0.58	0.74	0.85→1
Ca/(Na+K)	3.24	1.13	0.23–0.97	0.08	0.09	0.06	0.22	0.10	0.12
Al/(2Ca+Na+K)	0.67	0.72	0.75–1.01	1.20	1.05	1.02	1.18	1.06	0.85
Fe/(Fe+Mg)	0.44	0.47	0.58–0.72	0.50	0.75	0.92	0.55	0.56	0.88
FeO/(FeO+MgO)	0.58	0.61	0.61–0.85	0.64	0.84	0.96	–	–	–
Цветовой индекс	51.0	54.8	6.5–41.5	5.4	4.7	2.6	–	–	–
№ Pl	68	51	37–66	13	14	9	–	–	–
Нормативный состав, %									
Q	0	0	8.6–32.5	40.9	36.3	36.2	–	–	–
Ab	16.5	24.5	11.0–38.2	26.2	28.9	31.4	–	–	–
Ort	6.1	12.6	3.0–35.2	23.7	25.3	26.5	–	–	–

Примечание. 1 – догранитные габбро, долериты, базальты; 2 – постгранитные трахидолериты, трахибазальты; 3 – гибридные породы (пределы содержаний); 4 – риолит- и гранит-порфиры; 5 – граниты массива; 6 – лейкограниты и аляскиты трещинных тел; n – количество проб. H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> в сумму не входит. S и A – типы гранитов по (Ненахов и др., 1992).

Note. 1 – pre-granitic gabbro, dolerites, basalts; 2 – post-granite trachydolerites, trachybasalts; 3 – hybrid rocks (content limits); 4 – rhyolite- and granite-porphyrries; 5 – granites of the massif; 6 – leucogranites and alaskites of large bodies; n – number of samples. H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> is not included in amount. S, A – types of granites by (Ненахов и др., 1992).

большинства гранитов А-типа региона (Трунилина и др., 2008), свидетельствуют о взаимодействии гранитного расплава с веществом из другого источника или о плавлении коровых субстратов под воздействием высокотемпературного глубинного расплава, как это предполагается в большинстве моделей формирования А-гранитов. На диаграмме Се–Y–Nb (Eby, 1992) (рис. 12) точки составов гранитов расположены практически строго вдоль линии, разделяющей А-граниты мантийного и корового происхождения.

**Лейкократовые до аляскитовых граниты трещинных тел** по большинству параметров состава близки гранитам главной фазы. Отличия выражены в более высоких средних содержаниях

SiO<sub>2</sub>, низких средних значениях цветного индекса (2.6 против 4.7%), более высокой железистости (96%), несколько большем индексе дифференциации (94.4 и 91.2%), меньшей средней основности нормативного плагиоклаза (9 и 14% *an*), более высоких средних содержаниях F (0.09 и 0.04%) и Rb (248 и 150 г/т), более низких суммарных содержаниях РЗЭ (130 и 156 г/т), что подтверждает их генезис как более поздних производных того же магматического очага.

Химический состав меланократовых полос “полосчатых” пород и меланократовых включений в гранитах широко варьирует, отвечая в основном монцодиоритам среднекальциевой известково-щелочной серии (см. табл. 4, 5). На классифика-

Таблица 5. Химический (мас. %) и микроэлементный (г/т) состав магматических пород Мунилканского массива

Table 5. Chemical (wt %) and trace element (ppm) composition of igneous rock of the Munilkan massif

Компонент	Порода									
	Габбро	Базальт	Габбро	Трахибазальт	Монцодиорит	Монцонит	Диорит	Гранит	Лейкогранит	Аляскит
	Номер образца									
	T938/1	T926/6	И-16	T934/5	О-15/2	О-15	И-14	О-15/4	T934/3	О-15/3
SiO <sub>2</sub>	46.22	47.59	50.26	51.00	55.60	57.60	60.72	72.01	76.39	79.03
TiO <sub>2</sub>	1.20	0.87	1.26	1.79	1.08	0.91	0.83	0.39	0.09	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.11	14.71	16.84	13.68	16.18	17.63	15.32	13.41	11.67	12.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.38	1.27	4.28	4.83	3.23	2.46	3.49	1.26	0.27	0.30
FeO	5.24	7.05	6.62	9.99	4.66	3.71	3.36	0.79	0.80	0.68
MnO	0.07	0.17	0.16	0.01	0.11	0.08	0.09	0.08	0.01	Не обн.
MgO	6.90	8.24	5.29	3.88	2.71	2.00	2.15	0.76	Не обн.	0.02
CaO	10.74	8.79	9.17	10.24	6.12	6.06	5.58	2.10	1.41	0.15
Na <sub>2</sub> O	1.93	2.47	2.58	1.77	3.48	4.39	2.62	4.01	2.59	3.47
K <sub>2</sub> O	0.63	0.70	1.45	2.20	2.21	2.19	2.59	2.78	2.92	2.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.17	0.11	0.26	0.26	0.29	0.20	0.05	0.02	0.02
CO <sub>2</sub>	4.40	3.88	0.33	Не обн.	1.08	1.02	1.36	1.02	0.08	0.27
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.17	0.12	0.11	0.12	0.18	0.17	0.19	0.06	0.07	0.14
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не опр.	3.88	1.72	Не опр.	2.31	1.85	1.77	1.50	3.52	0.53
F	0.02	0.05	0.10	0.03	0.12	0.13	0.12	0.12	0.14	0.08
Be	1.21	0.93	1.34	1.7	2.13	3.29	2.31	3.13	4.31	1.67
V	247	226	332	603	175	139	147	12.4	1.65	2.70
Co	35	41	43	28	25	17	14.8	1.07	0.86	1.21
Ni	41	106	38	31	17	7.6	11.6	5.9	7.6	16
Zn	86	83	131	321	82	77	45	36	616	218
Ga	13	11.9	14.6	16	15	14.1	13.8	12.3	11.6	10.3
Ge	1.38	1.59	1.31	2.02	1.46	1.57	1.63	1.15	1.45	0.95
Rb <sup>85</sup>	13.1	31	31	34	53	53	51	77	86	35
Sr <sup>88</sup>	235	225	286	112	295	256	201	118	53	59
Y	23	21	19	64	27	28	29	32	35	13.3
Zr	104	102	142	165	184	213	185	268	115	120
Nb	5.2	6.3	8.8	11.6	18	19	18	20	30	13.6
Mo	0.59	0.63	0.76	1.22	1.66	0.61	1.49	0.96	1.46	1.9
Cs	1.77	1.93	0.73	0.74	1.06	1.43	1.20	1.73	4.12	0.41
Ba	232	473	427	544	634	733	725	811	190	159
La	11	13.7	14.9	16	28	32	24	42	52	32
Ce	20	23	23	31	48	49	40	65	68	43
Pr	3.18	3.35	3.41	5.5	6.3	6.9	5.6	7.7	7.8	4.56
Nd	13.2	13	13.2	24	23.5	24	21	25.5	22.5	13.2
Sm	3.12	2.99	2.88	7.3	4.63	4.4	4.34	4.62	3.99	2.1
Eu	0.81	0.77	0.78	2.32	1.12	0.93	0.78	0.52	0.06	0.14
Gd	3.62	3.4	3.24	9.1	4.96	4.82	4.66	4.85	4.6	2.12
Tb	0.65	0.59	0.54	1.75	0.8	0.78	0.78	0.8	0.84	0.34
Dy	3.69	3.3	3.13	10.05	4.01	4.16	4.4	4.7	4.96	1.92
Ho	0.64	0.57	0.53	1.77	0.79	0.7	0.78	0.89	0.89	0.36
Er	2.23	2.29	1.84	6	2.61	2.52	2.7	3.1	3.4	1.32
Tm	0.34	0.31	0.28	0.98	0.4	0.4	0.43	0.53	0.58	0.24
Yb	2	1.87	1.76	5.55	2.45	2.46	2.65	3.39	3.72	1.64
Lu	0.25	0.24	0.23	0.71	0.35	0.32	0.36	0.49	0.49	0.24
Hf	2.27	2.23	2.92	3.86	4.15	4.41	3.99	6.3	3.65	2.92
Ta	0.33	0.4	0.62	0.62	1.24	1.44	1.26	1.91	3.87	1.85
Pb	3.54	2.16	5.8	111	3.86	3.83	7.4	5.1	4.7	9.8
Th	1.64	2.32	3.53	2.63	7.3	9.5	8.1	18	32	19
U	0.36	0.61	0.91	1.11	1.8	1.66	2.21	3.22	7.9	3.02

Таблица 5. Окончание

Table 5. Ending

Компонент	Порода									
	Габбро	Базальт	Габбро	Трахибазальт	Монцодиорит	Монцонит	Диорит	Гранит	Лейкогранит	Аляскит
	Номер образца									
	T938/1	T926/6	И-16	T934/5	О-15/2	О-15	И-14	О-15/4	T934/3	О-15/3
La/Yb	5.5	7.3	8.4	2.9	11.4	13	9.1	12.4	18.3	19.5
Ce/Nb	3.85	3.7	2.6	2.7	2.7	2.58	2.22	3.25	2.27	3.16
Th/Nb	0.32	0.37	0.4	0.23	0.41	0.5	0.45	0.9	1.07	1.4
Ba/Th	141.5	203.9	121	214.4	86.8	77.2	89.5	45.1	5.9	8.4
Th/Pb	0.46	1.19	1.81	0.026	1.89	2.48	1.09	3.91	0.68	1.94
Rb/Sr	0.06	0.14	0.11	0.3	0.18	0.21	0.25	0.65	1.62	0.59
(La/Yb) <sub>N</sub>	3.7	4.97	5.72	1.95	7.76	8.84	6.19	8.42	9.39	13.05
(Ce/Yb) <sub>N</sub>	2.6	3.13	3.45	1.44	5.02	5.15	3.93	4.93	4.71	6.88
(Ce/Sm) <sub>N</sub>	1.53	1.82	1.96	1.02	2.48	2.68	2.24	3.38	4.09	4.99

Примечание. Силикатный анализ (ИГАБМ СО РАН); микроэлементы – ИСП-МС-анализ (Институт геохимии, г. Иркутск, аналитик Е.В. Смирнова).

Note. Silicate analysis (DPMGI SB RAS); trace elements – ICP-MS - analysis (Institute of geochemistry, Irkutsk, analyst E.V. Smirnova).

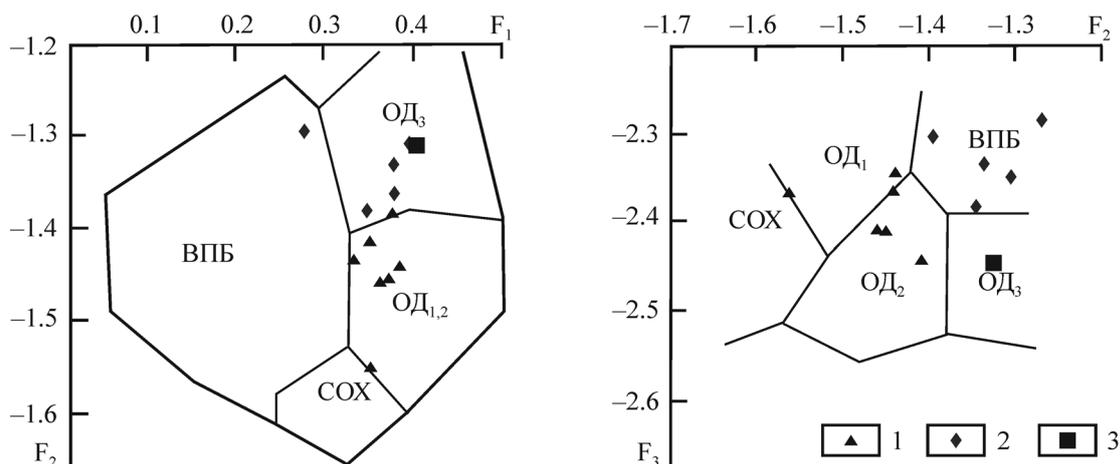


Рис. 8. Геодинамические обстановки формирования основных магматических пород Мунилканского массива.

1 – догранитные габбро, базальты, долериты; 2 – постгранитные базальты, трахибазальты, трахидолериты, 3 – габбро-диорит “полосчатой” породы. Поля диаграммы (Pearce, 1976): COX – базальты срединно-океанических хребтов; OD<sub>1</sub> – низкокальциевые толеиты островных дуг; OD<sub>2</sub> – известково-щелочные базальты островных дуг, OD<sub>3</sub> – субщелочные базальты – шощониты; ВПБ – внутриплитные базальты.

$F_1 = +0.0088 \text{ SiO}_2 - 0.0774 \text{ TiO}_2 + 0.0102 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.0066 \text{ FeO} - 0.0017 \text{ MgO} - 0.0143 \text{ CaO} - 0.0155 \text{ Na}_2\text{O} - 0.0007 \text{ K}_2\text{O}$ ;

$F_2 = -0.013 \text{ SiO}_2 - 0.0185 \text{ TiO}_2 - 0.0129 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.0134 \text{ FeO} - 0.03 \text{ MgO} - 0.0204 \text{ CaO} - 0.0481 \text{ Na}_2\text{O} - 0.0715 \text{ K}_2\text{O}$ ;

$F_3 = -0.221 \text{ SiO}_2 - 0.0532 \text{ TiO}_2 - 0.0361 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.0016 \text{ FeO} - 0.031 \text{ MgO} - 0.0237 \text{ CaO} - 0.0614 \text{ Na}_2\text{O} - 0.0289 \text{ K}_2\text{O}$ .

Fig. 8. Geodynamic settings of formation of basic igneous rocks of the Munilkansky massif.

1 – pre-granite gabbro, basalts, dolerites; 2 – post-granite basalts, trachybasalts, trachydolerites, 3 – “banded” rock gabbro-diorite. Chart fields (Pearce, 1976): COX – MORB; OD<sub>1</sub> – island arc low-potassic toleites; OD<sub>2</sub> – island arc calc-alkaline basalts, OD<sub>3</sub> – subalkaline basalts – shoshonites; ВПБ – intra-plate basalts.

$F_1$ – $F_3$  – see above.

ционной диаграмме точки их составов намечают тренд, объединяющий поля составов габброидов и гранитов (см. рис. 7). Породы железистые ( $f = 61$ – $79\%$ ), диопсид-гиперстен- и гиперстен-нормативные, с преобладанием нормативного аль-

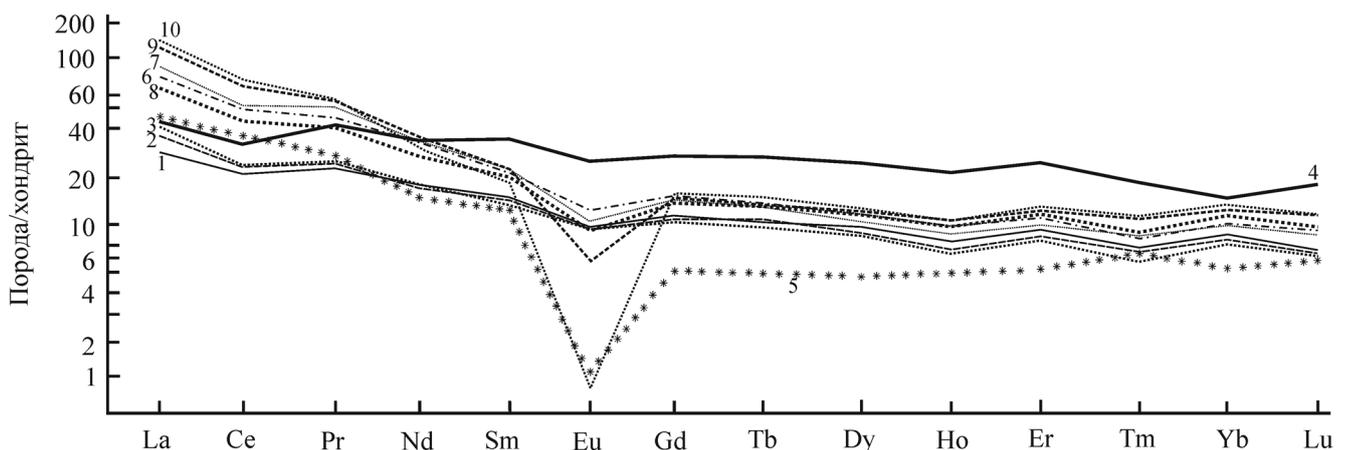
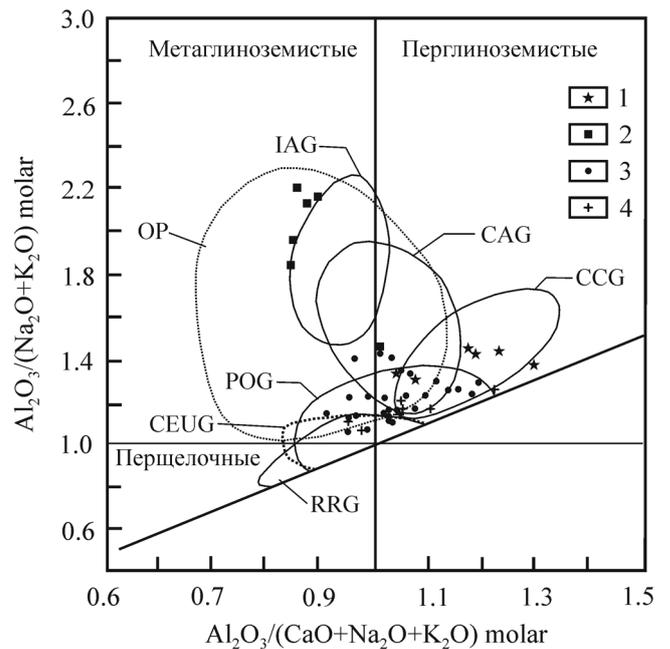
бита над ортоклазом. Расчетные параметры магмогенерации (по наиболее основной пробе ( $\text{SiO}_2 = 52.56\%$ ,  $\text{TiO}_2 = 1.11\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17.42\%$ ,  $\text{MgO} = 4\%$ );  $T = 1250^\circ\text{C}$ ,  $P = 15$  кбар, температура начала кристаллизации =  $1200^\circ\text{C}$ . Соотношения петрогенных

**Рис. 9.** Глиноземистость и геодинамические обстановки формирования пород Мунилканского массива.

1 – риолит- и гранит-порфиры, 2 – диориты, монцониты, 3 – биотитовые граниты, 4 – лейкограниты–алюскиты. Поля диаграммы (Maniar, Piccoli, 1989): OP – океанические плагиограниты, IAG – островодужные гранитоиды, CAG – гранитоиды континентальных дуг, CCG – континентальные коллизионные гранитоиды, POG – посторогенные гранитоиды, CEUG – гранитоиды континентального эпейрогенического воздымания, RRG – рифтогенные гранитоиды.

**Fig. 9.** Alumina and geodynamic settings of formation of the Munilkan massif rocks.

1 – rhyolite- and granite-porphyrries, 2 – diorites, monzonites, 3 – biotite granites, 4 – leucogranites–alaskites. Chart fields (Maniar, Piccoli, 1989): OP – oceanic plagiogranites, IAG – island arc granitoides, CAG – continental arc granitoides, CCG – continental collision granitoides, POG – post-orogenic granitoides, CEUG – continental epeirogenic upwarping granitoides, RRG – riftogenic granitoides.



**Рис. 10.** Нормированное по хондриту (Hofmann, 1997) распределение редкоземельных элементов в породах Мунилканского массива.

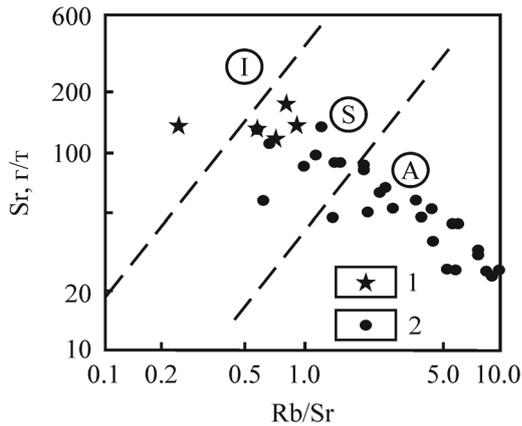
1–3 – догранитные габбро-долериты с содержаниями SiO<sub>2</sub> 46, 47 и 50%; 4 – постгранитный трахидолерит; 5 – риолит-порфир, 6–8 – гибридные габбро-диориты–монцониты с содержаниями SiO<sub>2</sub> 55, 57 и 60%; 9 – гранит главной фазы с 72% SiO<sub>2</sub>; 10 – лейкогранит трещинного тела с SiO<sub>2</sub> = 76%.

**Fig. 10.** Distribution of rare-earth elements in rocks of the Munilkan massif, normalized by chondrite (Hofmann, 1997).

1–3 – pre-granite gabbro-dolerites with SiO<sub>2</sub> contents 46, 47 and 50%; 4 – post-granite trachydolerite; 5 – rhyolite-porphyr, 6–8 – hybrid gabbro-diorites–monzonites with SiO<sub>2</sub> contents 55, 57 and 60%; 9 – granite of principal phase with 72% SiO<sub>2</sub>; 10 – leucogranite of fracture body with 76% SiO<sub>2</sub>.

окислов соответствуют производным шошонитовых базальтов (см. рис. 8), а значения La/Yb (11.5–13)–Yb (2.45–2.46) – производным расплава, возникшего при плавлении метасоматически обогащенного лерцолита (Drill et al., 1997). Концентрации большинства элементов-примесей в гибридных породах промежуточные между таковыми в

габброидах и гранитах (см. табл. 5). Тренды REE также располагаются между трендами габброидов и гранитов. При этом для гибридных пород с ростом содержания SiO<sub>2</sub> намечается тенденция к повышению содержания LREE с приближением их к гранитным и одновременно появление и углубление минимума Eu (см. рис. 10).

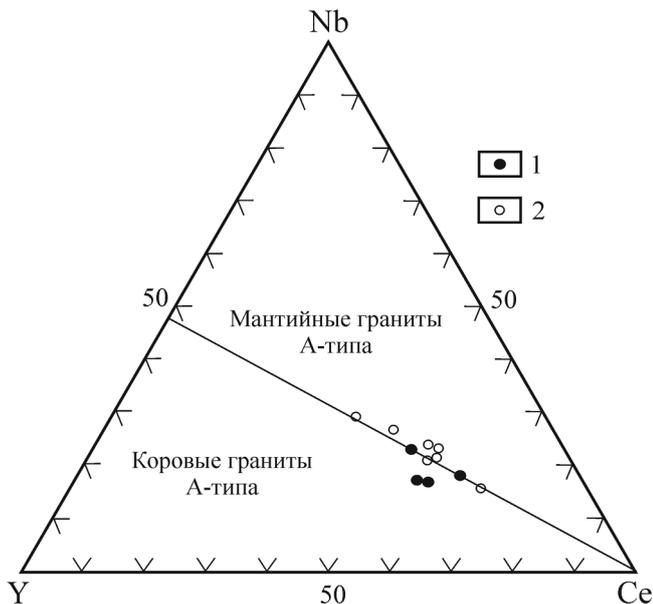


**Рис. 11.** Соотношения Sr–Rb/Sr в гранитоидах Мунилканского массива.

1 – субвулканические риолит- и гранит-порфиры, 2 – граниты. Поля составов I, S, A-типов гранитоидов (Дадченко, 2000).

**Fig. 11.** Relations Sr–Rb/Sr in granitoides of the Munilkan massif.

1 – subvolcanic rhyolite- and granite-porphyrines, 2 – granite. Fields of compositions I, S, A-types of granitoides (Дадченко, 2000).



**Рис. 12.** Соотношение Y–Ce–Nb в гранитах Мунилканского массива.

1 – по данным ИСП-МС метода, 2 – по данным спектрального количественного анализа. Поля диаграммы (Ебу, 1992).

**Fig. 12.** Y–Ce–Nb ratio in granites of the Munilkan massif.

1 – according to ICP-MS method, 2 – according to spectral quantitative analysis. Chart fields (Ебу, 1992).

Завершающие магматическую деятельность **трахидолериты и трахибазальты** по химическому составу отвечают породам нормального и субщелочного ряда высококальциевой известково-щелочной и шощонитовой серий (см. табл. 4). Нормативный состав оливин-диопсидовый (в единичных случаях с нормативным нефелином – до 6.5%), с преобладанием нормативного альбита над ортоклазом, но при более высоких их значениях, чем в ранних габбро и долеритах, и при менее основном нормативном плагиоклазе (56–41% *an*). Индекс дифференциации варьирует от 32 до 49%, индекс темнотности – от 43 до 56%. Температура зарождения исходного расплава оценивается в 1350°C при давлении около 15 кбар, температура начала кристаллизации – 1180–1200°C. По соотношениям La/10–Y/15–Nb/8 (Cabani, Lecolle, 1989) и химическому составу поздние дайки соответствуют внутриплитным образованиям. Содержания всех редкоземельных элементов в них заметно выше, чем в ранних габброидах (см. рис. 10, табл. 5).

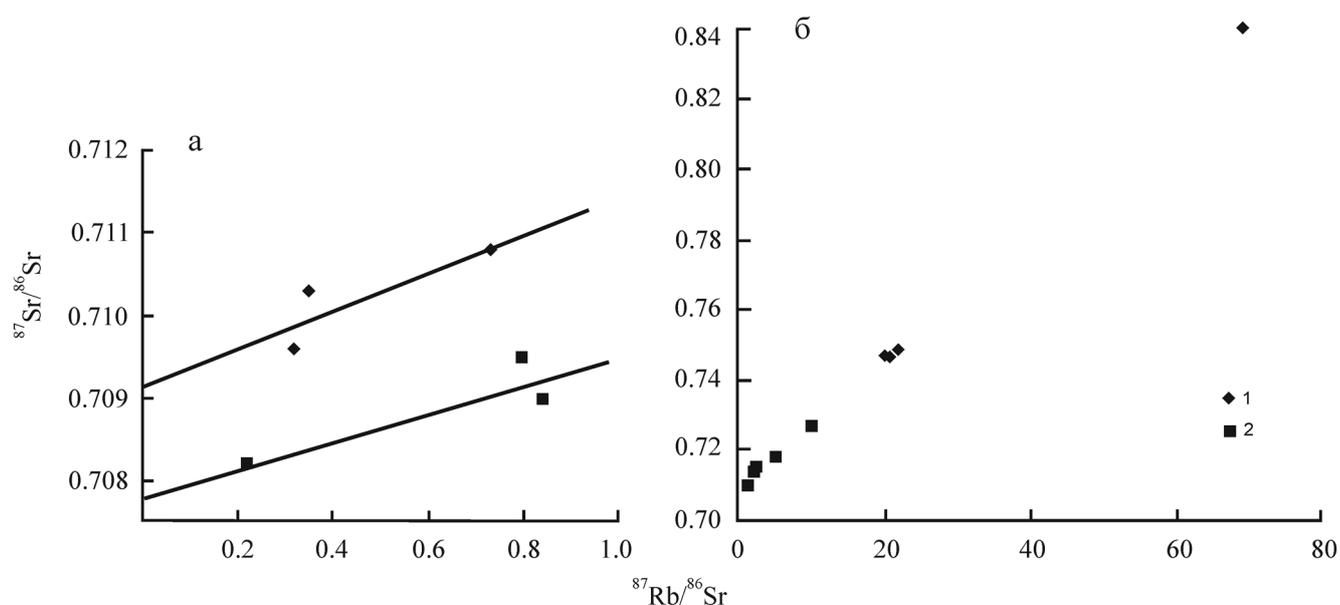
#### ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ МАССИВА

Первые изотопные датировки магматических пород массива были получены **Ag–Ag методом** (Lauger et al., 2001). По биотиту из двух образцов граниты главной фазы имеют возраст 143–144 млн лет, а по калишпатам из этих же образцов – 109 млн лет. Для трахидолеритов из дайки, секущей граниты, по валовому составу был определен Ag–Ag возраст 120 млн лет. Для дальнейшего уточнения возрастных данных магматических пород массива нами были выполнены дополнительные **Rb–Sr изотопные** исследования (табл. 6). Для основных пород, слагающие до- и постгранитные тела, характерна небольшая дисперсия значений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  отношений, что не позволило достаточно точно определить их изохронный возраст. Для них получены эрхронные зависимости (рис. 13), на основании которых дана примерная оценка их возраста. Для догранитных тел это  $157 \pm 96$  млн лет, для постгранитных –  $120 \pm 58$  млн лет. Последняя датировка практически совпадает со значением возраста этих пород по Ag–Ag методу.

Граниты массива имеют отчетливо дифференцированные параметры Rb–Sr системы. Для них характерно высокое и вариабильное содержание  $^{87}\text{Rb}$  (65.73–23.79 г/т) и низкое содержание  $^{86}\text{Sr}$  (0.94–21.02 г/т), что типично для А-типа гранитов региона (Трунилина и др., 2008), и значительные вариации значений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  отношений. Все изученные образцы гранитов формируют на Rb–Sr изохронной диаграмме четкую зависимость (см. рис. 13), определяющую время формирования пород  $134 \pm 2$  млн лет. Поскольку разнос точек на диаграмме в основном определяется поздними дифферен-

**Таблица 6.** Содержание изотопов элементов на основании Rb-Sr изотопного анализа магматических пород Мунилканского массива (г/т)**Table 6.** Content of element isotopes on the base Rb-Sr isotope analysis of Munilkan massif igneous rocks of the (ppm)

Номер образца	Порода	$^{87}\text{Rb}$	$^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Догранитные тела, $n = 3$ , $T = 157 \pm 96$ млн лет, $I_0 = 0.7092 \pm 0.0007$					
Ио7-13	Габбро	11.4013	35.2662	0.3196	0.7096
ИО7-16	—"	11.302	31.7976	0.3513	0.7103
ИО7-15	Габбро-диорит	19.5686	26.409	0.7325	0.7108
Гранитоиды массива, $n = 9$ , $T = 134 \pm 2$ млн лет, $I_0 = 0.7086 \pm 0.0008$					
О7-7/8	Гранит	47.1747	2.1772	21.4184	0.7485
О7-7/1	—"	23.7968	21.0261	1.1188	0.7104
ИО7-10/4	—"	27.7889	11.1311	2.4678	0.7147
О7-15/4	—"	24.5852	12.4782	1.9476	0.7136
О7-16/1	—"	43.1442	4.2879	9.9461	0.7266
О7-6	Лейкогранит	65.7335	0.9419	68.9856	0.8406
О7-19/3	—"	52.8183	2.6296	19.8551	0.7469
О7-19/4	—"	47.5068	2.2824	20.575	0.7465
О7-7/3	—"	41.8486	7.871	5.2563	0.7184
Постгранитные тела, $n = 3$ , $T = 120 \pm 58$ млн лет, $I_0 = 0.7078 \pm 0.0006$					
О7-18/2	Трахидолерит	22.3152	26.244	0.8405	0.709
О7-16/2	—"	17.8233	22.1078	0.7969	0.7095
О7-7/5	—"	4.8144	21.3686	0.2227	0.7082

**Рис. 13.** Rb-Sr изохронные диаграммы для магматических пород Мунилканского массива.

а – для ранних габброидов (1) и постгранитных трахидолеритов (2); б – для гранитов массива (1) и аляскитов трещинного тела (2).

**Fig. 13.** Rb-Sr isochron diagrams on igneous rocks of the Munilkan massif.

a – early gabbroids (1) and post-granite trachydolerites (2); б – massif granites (1) and alaskites fracture body (2).

циатами магматического очага (лейкогранитами), вероятно, полученная Rb-Sr изохронная датировка отвечает времени завершения становления гранитной стадии плутона. В этом смысле Ar-Ar возраст биотитов из гранитов главной фазы (143–144 млн лет), вероятно, отвечает началу формирования плутона при быстром его охлаждении до 350–

300°C, когда биотит становится закрытой системой для диффузии аргона. Учитывая Ar-Ag датировку по калишпату из гранитов – 109 млн лет (температура закрытия Ar-Ag системы минерала примерно 150°C), можно предполагать, что район массива в значительном интервале времени находился под тепловой нагрузкой.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты изучения догранитных даек и силлов основного состава позволяют рассматривать их как производные островодужного известково-щелочного базальтового расплава. Наряду с приведенными выше данными это подтверждается и соотношениями в породах  $Ce/Nb$  (2.6–3.8)– $Th/Nb$  (0.32–0.4) (Saunders et al., 1988), и  $La/10-Y/15-Nb/8$ , (Cabanis, Lecolle, 1989). Соотношения в породах  $(Ce/Sm)_N$  (1.53–1.96)– $Ce_N$  (21–24) свидетельствуют о низкой степени плавления мантийного источника (5–10%) (Rollinson, 1995), а высокие значения отношения считающегося мобильным во флюидной фазе  $Ba$  к  $Th$  (121–204) – о метасоматической переработке мантийного субстрата надсубдукционными флюидами (Мартынов, 2010).

Риолит- и гранит-порфиры по параметрам состава соответствуют генерации расплава в коровых субстратах в коллизионной обстановке. Граниты главной фазы при тех же расчетных уровнях магмогенерации существенно отличаются от них по минеральному и химическому составу и повышенным содержаниям всех редкоземельных элементов. С учетом специфики минерального состава (присутствие титаномагнетита, циркона мантийных морфотипов), расчетных параметров магмогенерации, характера реститов, близости химического состава к таковому гранитов А-типа, пространственного совмещения с производными базальтоидных магм, данными изучения **Rb-Sr систем, предполагающими** нахождение зоны массива под тепловой нагрузкой в значительном интервале времени, можно сделать вывод о формировании материнского для мунилканских гранитов расплава в реститовых коровых субстратах под воздействием тепла, продуцируемого глубинными мантийными магмами. Такой генезис гранитов А-типа предлагался Д. Уоленом (Whalen, 1986), считавшим, что заложение материнских для них магматических очагов происходило под воздействием глубинных расплавов в коровых субстратах, из которых предварительно были выплавлены магмы коллизионных гранитоидов, обогащенные вследствие этого кремнием и редкими землями.

Учитывая, что Мунилканский массив, несмотря на свой лейкогранитный состав, не отражается минимумом в гравиметрическом поле, а ксенолиты и ксеноблоки догранитных изверженных и вмещающих терригенно-карбонатных пород встречаются как в апикальных, так и в наиболее эродированных горизонтах гранитов, можно предполагать, что массив представляет собой маломощную интрузивную пластину (Трунилина и др., 1999).

Наиболее проблематично происхождение мафических включений в гранитах и “полосчатых” пород. Форма как мафических включений в гранитах, так и гранитных в мафических породах округлая до

капельной (см. рис. 4), что возможно только при частично раскристаллизованном или жидком состоянии взаимодействующих расплавов при взаимном проникновении их друг в друга в виде капель или глобулей. Учитывая отсутствие зон закалки на контактах как во включениях, так и в гранитах, температуры смешивающихся расплавов должны были быть относительно близкими. Формирование “полосчатых” пород, по-видимому, фиксирует подъем сосуществующих расплавов по одним и тем же магмоводам. Состав ранней ассоциации минералов мафических включений и меланократовых полос “полосчатых” пород соответствует кристаллизации из основного расплава при давлении до 12.8 кбар и температурах до 1192°C (см. табл. 1), а расчетный уровень генерации гранитного расплава около 5 кбар при температуре 1000–1020°C. Пироксен в породах габбро-диорит-монцонитового состава замещался амфиболом при давлении до 4.8 кбар и температуре около 840°C, что уже близко температуре кристаллизации раннемагматического биотита в гранитах ( $T = 850–900^\circ C$ , см. табл. 3), а состав краевых зон плагиоклазов идентичен таковому окружающего матрикса и гранитов, что может быть результатом взаимодействия фракционирующего базальтоидного расплава с гранитным при подъеме частично раскристаллизованного дифференцирующего исходно основного и гранитного расплавов вдоль общих магмоподводящих каналов. При этом происходило как механическое (минглинг), так и химическое (миксинг) их смешение. Явления минглинга выражены в морфологии мафических включений, вариациях количественно-минералогических составов “полосчатых” пород и мафических включений в гранитах, неравновесных минеральных парагенезисах в них; явления миксинга – в вариациях химических составов, образующих непрерывный ряд между габбро и гранитами (см. рис. 7), промежуточных между габбровыми и гранитными содержаниями РЗЭ и ряда других элементов-примесей (см. табл. 5).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изучения геологического строения Мунилканского массива, типоморфизма минералов, петро- и геохимических особенностей всех слагающих его пород установлено, что в его строении принимают участие разновременные магматические образования разного состава. Согласно изотопному датированию, магматическая деятельность протекала в несколько этапов, охватывающих временной интервал с оксфордского века поздней юры до конца раннего–начала позднего мела (157–119 млн лет), т. е. все время геологического развития Верхояно-Колымских мезозоид от островодужной до постколлизионной и внутриплитной обстановки.

Наиболее ранние магматические образования представлены силлами и дайками габброидов и базальтов, близких по параметрам состава островодужным образованиям.

Следующий импульс магматической активности обусловил селективное плавление наиболее низкотемпературных субстратов при давлении около 5 кбар и температуре около 880°C. Возникший расплав сформировал субвулканические тела риолит- и гранит-порфиоров, близких по составу к коллизионным гранитам S-типа.

В поздне- и посторогенный этап из горизонтов метасоматизированной мантии происходил подъем новых порций мантийного расплава и плавление под его воздействием реститового корового субстрата с генерацией гранитного расплава, производные которого по составу близки гранитам А-типа. Внедрение расплава шло по серии сближенных крупных разломов с последующим слиянием в единый массив.

В результате процессов механического и химического взаимодействия дифференциатов основного расплава с гранитным образовалась серия гибридных пород, состав которых варьирует от габбро-диоритов до диоритов и монцонитов. Присутствие округлых обособлений таких пород в гранитах и гранитных – в диоритах и монцонитах свидетельствует о синхронном функционировании двух самостоятельных разноглубинных магматических очагов.

В глубоких горизонтах гранитного очага в процессе его кристаллизации формируется обогащенный летучими остаточный расплав, давший начало лейкогранитам–алюскитам трещинных и штокообразных тел. Породы часто преобразованы в грейзены и содержат вкрапленники касситерита.

Завершается магматическая деятельность в районе Мунилканского массива внедрением даек трахидолеритов и трахибазальтов – производных щелочно-базальтового расплава внутриплитной обстановки, поднявшегося из более глубоких горизонтов мантии.

Авторы выражают благодарность всем вышестоящим сотрудникам подразделениям.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гусев А.И. (2009) Типизация гранитоидов на основе составов биотитов. *Усп. совр. естествознания*. (4), 54-57.
- Даценко В.М. (2000) Петрогеохимическая типизация гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы. *Мат-лы Второго Всерос. петрографич. совещ. Т. 2*. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 270-274.
- Докукина К.А., Конилов А.Н., Каулина Т.В., Владимиров В.Г. (2010) Взаимодействие базитовой и гранитной магм в субвулканических условиях. *Геология и геофизика*. 51(6), 804-826.
- Куликова В.В., Куликов В.С. (2001) Петрохимическая классификация магматических пород. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 152 с.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А. (1995) Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Уха-Хилокский массив, Забайкалье. *Петрология*. 3(2), 133-157.
- Ляхович В.В. (1979) Акцессорные минералы горных пород. М.: Недра, 296 с.
- Мартынов Ю.А. (2010) Основы магматической геохимии. Владивосток: Дальнаука, 228 с.
- Ненахов В.М., Иванников В.В., Кузнецов Л.В., Стрик Ю.Н. (1992) Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. М.: Роскомнедра, 101 с.
- Попов В.С. (1984) Смешение магм – важный петрогенетический процесс. *Зап. ВМО. СХИИ*(1), 229-236.
- Склярков Е.В., Федоровский В.С. (2006) Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения (магматического минглинга). *Геотектоника*. (2), 47-64.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). (2001) М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 571 с.
- Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Антонов А.Ю. (1981) Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий. *Минералогические критерии оценки рудоносности*. Л.: Наука, 73-83.
- Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П., Зайцев А.И. (2008) Состав и генетические аспекты формирования гранитов А-типа Верхояно-Колымской складчатой области. *Отеч. геология*. (5), 99-109.
- Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. (1999) Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). Якутск: ЯНЦ СО РАН, 168 с.
- Трунилина В.А., Роев С.П., Павлова Л.А. (2010) Состав биотитов гранитоидов Момо-Полоусной зоны Верхояно-Колымской орогенной области как критерий их расчленения. *Отеч. геология*. (5), 60-64.
- Фор Г. (1989) Основы изотопной геохимии. М.: Мир, 590 с.
- Хабибулина Т.С. (2003) Типология и состав цирконов гранитоидов Верхояно-Колымских мезозоид (петрогенетические аспекты). Якутск: Сахаполиграфиздат, 147 с.
- Bonin B. (2004) Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal sources? A review. *Lithos*. 78(1), 1-24.
- Cabanis B., Lecolle M. (1989) Le diagram La/10–Y/15–Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et ou de contamination crustale. *C.R. Acad. Sci. Ser. II*. 309, 2023-2029.
- Drill S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P. (1997) Geochemistry of basalts from the West Woodlark, Lau and Manus basins: implication for their petrogenesis and source rock composition. *Marine Geology*. 142, 57-83.

- Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*. **20**, 641-644.
- French W.J., Cameron E.P. (1981) Calculation of the temperature of crystallization of silicates from basaltic welts. *Min. Mag.* **44**(333), 523-546.
- Gerdes A., Worner G., Henk A. (2000) Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. *J. Geol. Soc.* **157**, 577-587.
- Hammerstrom J.M., Zen E. (1986) Aluminium in Hbl an empirical igneous. *Amer. Mineral.* **71**(11-12), 1297-1313.
- Hibbard M.J. (1981) The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib. Min. Petrol.* **78**(2), 158-170.
- Hofmann A.W. (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*. **385**, 219-228.
- Jung S., Pfander J.A. (2007) Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids – constrains from CaO/Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> and accessory mineral saturation thermometry. *Europ. J. Mineral.* (1), 5-40.
- Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A. (2001) Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology and trace element geochemistry. *Geology*. **29**, 167-170.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bul.* **101**, 635-643.
- Nisbet E.G., Pearce J.A. (1977) Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting. *Contrib. Min. Petrol.* **63**(2), 149-160.
- Pearce J.A. (1976) Statistical analysis of major element patterns in basalts. *J. Petrol.* **17**, 41-67.
- Pupin J.P. (1980) Zircon and Granite Petrology. *Contrib. Min. Petrol.* **73**, 207-220.
- Putirka K. (2008) Thermometers and Barometers for volcanic systems. *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes*. **69**, 61-142.
- Rock N.M.S. (1990) The International Mineralogical Association (IMA/CNMMN) pyroxene nomenclature scheme: computerization and its consequences. *Min. Petrol.* **43**, 99-119.
- Roeder P.L., Emslie R.F. (1970) Olivine–liquid equilibrium. *Contrib. Min. Petrol.* **29**, 275-289.
- Rollinson H.R. (1995) Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. L., 352 p.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. (1988) Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *J. Petrol. (Special Lithos. Iss.)*, 415-445.
- Tischendorf G., Forster H.J., Gottesmann B. (1999) The correlation between lithium and magnesium in trioctahedral micas: Improved equations for Li<sub>2</sub>O estimation from MgO data. *Min. Magazine*. **63**(417), 57-74.
- Whalen J. (1986) A-type granites in New Brunswick. *Geol. Surv. Can. Pap.* (1a), 297-300.
- Wilson M. (1989) Igneous petrogenesis. L.: Unwin Hayman, Cambridge University Press.
- Yavuz F. (1999) A revised program for microprobe-derived amphibole analyses using the IMA rules. *Comp. Geosci.* **25**(8), 909-927.
- Yavuz F. (2013) Win Pyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry. *Amer. Min.* **98**, 1338-1359.

Рецензент Н.А. Горячев

## Geologic structure and composition of Munilkan massif Verkhoyansk-Kolyma orogenic area

V. A. Trunilina, S. P. Roev, A. I. Zaitsev

*Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch of RAS*

This article presents the results of detailed study of geologic structure and composition of Munilkan massif of the Main batholith belt of Verkhoyansk-Kolyma mesozoides (Tas-Khayakhtakh Ridge). Granites include numerous xenoblocks of gabbro, dolerites and subvolcanic granites they are intruded by fissure bodies and dikes of leucogranites–alaskites and trachybasalts–trachydolerites and have neutral ratio with gabbro-diorites, diorites and monzonites, which were formed during interaction of basite and granite magma. Igneous activity occurred at some stages, from Oxfordian to the end of the Early Cretaceous (157–119 Ma). Composition parameters of magmatic rocks correspond to formation of early derivatives in island-arc conditions, late derivatives – in post-collisional and intraplate conditions, that is covers the entire cycle of geologic development of Verkhoyansk-Kolyma mesozoides.

Keywords: *gabbroides, granites, hybrid rocks, mingling, mixing, petrology, geodynamic setting.*