RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES FAR EAST BRANCH Far East Geological Institute

G.A. VALUY

PETROLOGY OF GRANITOIDS AND DIFFERENTIATION OF MELTS UNDER SHALLOW-DEPTH CONDITIONS (EAST-SIKHOTE-ALINSKY VOLCANIC BELT)



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ Дальневосточный геологический институт

Г.А. ВАЛУЙ

ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ И ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ РАСПЛАВОВ В МАЛОГЛУБИННЫХ УСЛОВИЯХ (ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС)



УДК 552.321.1/553.212

Валуй Г.А. Петрология гранитоидов и дифференциация расплавов в малоглубинных условиях (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс). Владивосток: Дальнаука, 2014, 246 с.

Петрологический анализ гранитоидов Восточного Сихотэ-Алиня, обнаженных на побережье Японского моря, показал, что причиной обусловившей однофазность и рудоносность западных (ильменитовых) и практическую безрудность многофазных восточных (магнетитовых) является глубина выплавления расплавов, которая возрастает с востока на запад при одновременномуменьшении дифференцированности магм и увеличении отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Изучены механизмы образования ритмично-расслоенных гранитов: (а) кристаллизационная дифференциация с отсадкой плагиоклаза в областях конвективных потоков (Опричненский массив); (б) проявление процесса, подобного двойной диффузионной конвекции («d-d» эффект) в турмалиновых гранитах (Бринеровский массив); (в) последовательное возниконовение центров кристаллизации в зоне резкого градиента температуры в дайке гранодиоритов (Владимирский массив), (г) флюидно-магматическая дифференциация, вызванная процессом сходным с динамической кавитацией при заполнении магматической камеры, что привело к образованию округлых включений (автолитов), характерных для всех массивов.

Nd-Sr- δ^{18} O изотопная характеристика гранитоидов свидетельствует об их образовании из расплавов, возникших за счет пород, не проходивших стадии рециклинга, что характерно для пород молодой коры, в зоне перехода континент-океан.

Предназначена для специалистов в области магматической геологии и петрологии. Ил. 99, табл. 54, библ. 215.

Valuy G.A. Petrology of granitoids and differentiation of melts under shallow-depth conditions (East-Sikhote-Alin volcanic belt). Vladivostok: Dalnauka, 2014. 246 p.

Petrological analysis of granitoids of the East Sikhote-Alin, exposed on the Japan Sea coast, showed that the one-phase ore-bearing western (ilmenite) granitoids and practically ore-free manyphase eastern (magnetite) ones are the result of the melt generation depth that increases from east to west with simultaneous decrease of the magma differentiation degree and increase of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios. Mechanisms of the formation of the rhythmically layered granites have been studied: (a) crystallization differentiation with separation of plagioclase in the areas of convective flows (Oprichnensky massif); (b) manifestation of the process like the double diffusion convection («d-d» effect) in tourmaline granites (Brinnerovsky massif); (c) successive origination of the crystallization centers in the zone of the temperature drastic gradient in the granodiorite dike (Vladimirsky massif); (d) fluid-magmatic differentiation caused by the process like the dynamic cavitation when the magmatic chamber is being filled that resulted in the origination of the rounded inclusions (autoliths) typical of all massifs.

Nd-Sr- δ^{18} O isotope characteristics of granitoids testifies to their formation from the melts originated at the expense of the rocks that didn't run the stages of recycling that is typical of the rocks of the young crust in the continent-ocean transitional zone.

The work is intended for the specialists in the field of the magmatic geology and petrology. Ill. 99, tabl. 54, bibl. 215.

Ответственный редактор: член-корр. РАН Сахно В.Г. Рецензент: д.г.-м. н. Леликов Е.П. Утверждено к печати Ученым советом ДВГИ ДВО РАН

> © ДВГИ ДВО РАН, 2014 г. © Валуй Г.А., 2014 г.

ISBN

Условные обозначения и сокращения, используемые в тексте

Аb – альбит Ап – анортит Pl – плагиоклаз ΔZ, ΔAl, (ИУ) – упорядоченность плагиоклаза

Or – ортоклаз San – санидин Мк – микроклин Fsp – калинатровый полевой шпат (КПШ) Δp – триклинность калинатрового полевого шпата

бр, бо, бик – упорядоченность калинатрового полевого шпата,

определенная дифрактометрическим, оптическим, ИК спектроскопическим методами

Q – кварц

Bi (Ann) – биотит (аннит)

A1^{VI} и A1^{IV} – содержание алюминия в октаэдрической и тетраэдрической позициях в кристаллической решетке биотита

Hb – роговая обманка Amf – амфибол

f общ = F/(F+M) = Fe/(Fe+Mg) – железистость темноцветных минералов L = Al/(Si+Mg+Fe+Al) – глиноземистость темноцветных минералов

Ilm – ильменит Px – пироксен Opx – ортопироксен Cpx – клинопироксен En – энстатит Fs – феросилит Wo – волластонит троблема образования гранитов принадлежит к одной из важнейших в решении вопроса эволюции литосферы и образования эндогенных месторождений.

Гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, являющегося составной частью системы вулканических поясов Тихоокеанского побережья, в силу своего расположения в зоне перехода континент-океан и прекрасной обнаженности представляют собой уникальный объект для решения ряда фундаментальных петрологических задач, включая проблему гранитообразования и вопросы дифференциации кислых расплавов на разных стадиях их существования. Дифференциация – это комплекс сложных процессов, приводящих к появлению различных (контрастных) магм (и пород) из гомогенного первичного расплава. Дифференциация магмы с давних пор является одной из наиболее популярных теорий для объяснения, как разнообразия горных пород, так и главнейших закономерностей, управляющих ими [Левинсон-Лессинг, 1898, 1910, 1934; 1949; Боуэн, 1934; Дели, 1936; Белянкин, 1958; и др.].

Все породы на Земле, включая наиболее древние, являются продуктами дифференциации протопланетного субстрата. Уже на ранних стадиях существования (3.5 – 3.8 млрд. лет назад) на Земле сформировалась континентальная кора и комплементарная к ней в отношении подвижных компонентов деплетированная мантия [Фор, 1989; Покровский, 2000 и др.]. Дифференциация создала земную кору. Решающую роль в эволюции коры играло формирование гранитоидов. В раннеархейской коре преобладали натриевые гранитоиды мантийного происхождения. В позднем архее массовое внутрикоровое плавление привело к доминированию в верхней коре обогащенных калием гранитов. В более молодых гранитах возрастает очевидность корового рециклирования [Тэйлор, Мак-Леннан, 1988].

Дифференциация является универсальным процессом, сопровождающим формирование горных пород на всех стадиях их образования от зарождения расплава (глубинная дифференциация) до его кристаллизации (внутрикамерная дифференциация).

Широкое развитие гранитоидного магматизма в тесной связи с вулканическими образованиями является характерной особенностью континентального обрамления Тихого океана, как на восточной окраине Азии, так и на западе Северной и Южной Америки. Это позволило в свое время В.К. Кеннеди и Е.М. Андерсону [Kennedy, Anderson, 1938] выделить среди интрузивных пород вулканическую ассоциацию, а Е.К. Устиеву [1959, 1961; и др.] назвать такое сообщество вулкано-плутонической формацией. Гранитоиды вулканической ассоциации отличаются от плутонических меньшими глубинами кристаллизации, маловодностью исходных расплавов, более высокими (на 2-3%) содержаниями SiO₂, чем в плутонических [Штейнберг, Ферштатер, 1968, 1969; Ферштатер, Бородина, 1975; и др.], а также большей неоднородностью состава и структурного облика пород.

Гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса являются характерным примером магматических образований вулканической ассоциации.

Цель настоящей работы состояла в петрологическом анализе интрузивных образований вулканического пояса, расшифровке механизмов внутрикамерной дифференциации расплавов и установлении причин, которые обусловили однофазность и рудоносность западных ильменитсодержащих гранитоидов и многофазность с ярко выраженными признаками внутрикамерного расслоения и практическую безрудность восточных (магнетитсодержащих) гранитоидов.

В основу монографии положены результаты многолетних исследований гранитных интрузивов, проводимых автором в южной части Восточного Сихотэ-Алиня сначала на побережье Японского моря, а затем – в пределах Дальнегорского рудного района. В работе использован материал А.А. Стрижковой по интрузивам Краснореченского поднятия, описанный в совместной монографии [Валуй, Стрижкова, 1997].

Работа выполнена в лаборатории метаморфических и метасоматических процессов (ныне-физико-химической петрологии) Дальневосточного геологического института ДВО РАН и является составной частью исследовательских программ по магматизму и рудоносности зоны перехода континент-океан, проводимых в институте со дня его основания.

Методы исследования

Подавляющее большинство анализов выполнено в лабораториях ДВГИ: химические анализы пород – Л.А. Авдевниной, Г.А. Бахаревой, Р.И. Грицай, Г.И. Макаровой; спектральные анализы пород и содержание Ва и Sr в полевых шпатах – Л.И. Азаровой, Т.В. Ланковой и В.Е. Сахно; анализы минералов – Ю.С. Бабаевой, З.С. Натаровой, Е.А. Лаговской, С.П. Славкиной и Ж.А. Щека; рентгеноструктурный анализ полевых шпатов – Т.Б. Афанасьевой; ИКС полевых шпатов – Г.А. Нарновым; микрозондовое изучение минералов – В.И. Сапиным и Н.А. Кирюхиной.

Измерения изотопного состава Nd и концентрации Sm и Nd методом изотопного разбавления проводилось на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом двухленточном режиме на коллекторах с использованием Re+Re и Ta+Re лент в ГИН КНЦ РАН (г. Апатиты) по стандартной методике при содействии доктора Т.Б. Баяновой.

Определения Rb, Sr и современных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr производились прямыми измерениями на масс-спектрометрах МИ-1201В и МИ-1201 в лаборатории петрологии и изотопной геохронологии СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) по стандартной методике при содействии доктора В.В. Акинина. Расчет первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Sr_o) произведен, исходя из данных Ar-Ar возраста, сделанных ранее.

Анализ флюидной фазы проведен Т.П. Гантимуровой в ИЗК СО РАН (г. Иркутск); редкоземельные элементы – в Геологическом исследовательском центре (GeoForschungsZentrum, г. Потсдам, Германия) при содействии доктора Р. Селтмана; несколько определений содержания воды в расплавных включениях в кварце гранитов и автолитов выполнены Ф.Г. Рейфом в ГИ Бур Ф СО РАН (г. Улан-Удэ).

Благодарности. Особая благодарность доктору г.-м.н. С.А. Коренбауму – моему коллеге и многолетнему спутнику в полевых исследованиях, с которым пройдены десятки километров вдоль и по неприступным скалам приморского побережья Японского моря, съеден не один пуд соли и в жарких дискуссиях с которым рождалось понимание сути процессов, приведших к образованию многочисленных неоднородностей в изучаемых гранитных массивах. Особенно это касается округлых гранодиоритовых включений, впервые встреченных нами в Успенском массиве и воспринятых сначала как экзотика, а затем обнаруженных и в других интрузивах побережья, что привело к мысли об их закономерном появлении в результате особенностей кристаллизации данных гранитов.

Хочется отметить и роль профессора Г.Б. Ферштатера (ИГГ УНЦ РАН, г. Екатеринбург), привлекшего мое внимание к полевошпатовой полосчатости в Опричненском массиве, которая сначала просто «вскользь» была упомянута мной при описании Опричненского интрузива. Детальное изучение ее в дальнейшем позволило открыть удивительный ранее нигде не описанный факт оседания кристаллов плагиоклаза в гранитных расплавах.

В процессе работы автор неоднократно обсуждала многие вопросы и проблемы с академиком А.А. Маракушевым, профессором МГУ Л.Л. Перчуком, докторами г.-м. н. Э.С. Персиковым и М.Б. Эпельбаумом (сотрудниками ИЭМ РАН, п. Черноголовка), Ф.Г. Рейфом и Б.А. Литвиновским (ГИ Бур. Ф СО РАН, г. Улан-Удэ) и со своими коллегами – сотрудниками ДВГИ ДВО РАН – профессором И.Н. Говоровым, член-корр. РАН В.Г. Сахно, докторами г.-м. н. А.М. Ленниковым, О.В. Авченко, М.А. Мишкиным, И.А. Тарариным, В.В. Раткиным, С.А. Щекой, В.К. Поповым, Р.А. Октябрьским, Е.Ю. Москаленко и А.А. Вржосеком, которым автор выражает свою благодарность. Неоценимая помощь при оформлении рукописи и компьютерном наборе оказана инженерами Н.А. Бадрединовой и Л.И. Грабко, а И.А. Александровым – в расчетах петрогенетических моделей, за что автор им очень признателен. Выполнению работы во многом способствовала благожелательная творческая атмосфера в ДВГИ ДВО РАН, а также поддержка со стороны руководства института и его директора академика А.И. Ханчука.

INTRODUCTION

Granite formation is one of the most important problem in the resolution of the issue of the lithosphere evolution and formation of endogenous deposits.

Granitoids of the East Sikhote-Alinsky volcanic belt belong to the volcanic belt system of the Pacific coast and due to their position in the continent-ocean transition zone and excellent exposure represent a unique object for solving some fundamental tasks including the problems of granite formation and differentiation of acid melts at different stages of their existence. Differentiation is a complex of complicated processes giving rise to different (contrasting) magmas and rocks from the homogenous initial melts. Differentiation is one of the long-standing most popular theories for explanation of both the diversity of rocks and the most important regularities governing them [Levinson-Lessing, 1898, 1910, 1934, 1949; Bowen, 1934; Deli, 1936; Belyankin, 1958; and others].

All rocks on the Earth, including the most ancient ones, are the products of the differentiation of the protoplanetary substratum. At early stages of the Earth existence (3.5-3.8 b.y.) its continental crust and depleted mantle, complementary to it regarding the mobile components, was already formed [For, 1989; Pokrovsky, 2000; and others]. The differentiation created the Earth's crust. Granitoid formation played a crucial role in the crust evolution. The Early Archean crust was dominated by sodic granitoids of mantle origin. In the Late Archean time, the mass intracrust melting resulted in the predominance in the upper crust of granites enriched in potassium. In the younger granites the crust recycling became more and more apparent [Taylor, Mc-Lennan, 1988).

The differentiation is a universal process accompanying the rock formation at all stages of their development from the melt generation (deep-seated differentiation) to its crystallization (intra-chamber differentiation).

Widespread granitoid magmatism closely related with volcanic formations is a characteristic feature of the continental setting of the Pacific Ocean in the eastern margin of Asia and in the western part of North and South America. In due time this allowed V.K. Kennedy and E.M. Andersen [Kennedy, Andersen, 1938] to distinguish a volcanic association among the intrusive rocks and E.K. Ustiev [Ustiev, 1959, 1961; and others] to call such community a volcano-plutonic formation.

Granitoids of the volcanic association differ from the plutonic ones in less depths of crystallization, low-water initial melts, higher (for 2-3 %) contents of SiO_2 as compared to plutonic ones [Shteinberg, Fershtater, 1968, 1969; Fershtater, Borodina, 1975; and others], and greater heterogeneity of the rock composition and structural appearance.

Granitoids of the East-Sikhote-Alinsky volcano-plutonic belt represent a characteristic example of magmatic formations of a volcanic association. The aim of this work was the petrological analysis of intrusive formations of the volcanic belt, deciphering the mechanisms of the intra-chamber differentiation of melts, and establishing the factors responsible for one-phase structure and ore content of the western ilmenite-bearing granitoids and many-phase structure with the pronounced signs of the intra-chamber lamination and ore absence in the eastern (magnetite-bearing) granitoids.

The basis of the monograph is formed by the results of the long-standing investigations of granite intrusives, carried out by the author in the southern part of the East Sikhote-Alin that started at the coast of the Sea of Japan and then within the Dal'negorsk ore district. The author used the material by A.A. Strizhkova on the intrusives of Krasnorechensky Rise described in the common monograph [Valuy, Strizhkova, 1997].

The work was done at the Laboratory of Metamorphic and Metasomatic Processes (new Physico-Chemical Petrology) of the Far East Geological Institute, FEB of RAS, and is a part of the research programs on magmatism and ore content of the continent-ocean transition zone, carried out at the Institute since its establishment.

Methods of investigations

The great bulk of the analyses was done at the FEGI laboratories: chemical analyses of rocks – L.A. Avdevnina, G.A. Bakhareva, R.I. Gritsay, G.I. Makarova; spectral analyses of rocks and Ba and Sr content in feldspars – L.I. Azarova, T.V. Lankova, V.E. Sakhno; analyses of minerals – Yu.S. Babaeva, Z.S. Natarova, E.A. Lagovskaya, S.P. Slavkina, Zh.A. Shcheka; X-ray structural analysis of feldspars – T.B. Afanasyeva; IR spectroscopy of feldspars – G.A. Narnov; microprobe study of minerals – VI. Sapin, N.A. Kiryukhina.

Nd isotope composition and Sm and Nd concentrations were measured with the method of isotope dilution using the Finnigan MAT-262 seven-channel solidphase mass-spectrometer in the static two-tape regime on the collectors with the Re+Re and Ta+Re tapes at the GIN KNTs of RAS (Apatites Town) by the standard methods with Dr. T.B. Bayanova assistance.

Rb, Sr, and modern ratios of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr were determined by direct measurements with MI-1201B and MI-1201 mass-spectrometers at the Laboratory of Petrology and Isotope Geochronology of the NECRI, FEB of RAS (Magadan) by the standard methods with Dr. V.V. Akinin assistance. Initial ratio of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Sr_o) was calculated using the Ar-Ar age dated earlier.

The fluid phase was analyzed by T.P. Gantimurova at the IZK, Siberian Branch of RAS (Irkutsk); rare-earth elements were determined at the Geological Research Center (GeoForschungsZentrum, Potsdam, Germany) with the assistance of Dr. R. Seltman; some determinations of water content in melted inclusions in quartz of granites and autoliths were done by F.G. Reif at the GI Buryat Department of the Siberian Branch of RAS (Ulan-Ude).

Acknowledgements. Particular gratitude is to S.A. Korenbaum, my colleague and many-year companion in field investigations, tens kilometers we walked with him along and on the forbidding rocks of the Japanese Sea coast in Primorye, more than one pood of salt was eaten with him, and hot discussions with him gave rise to the understanding of the essence of the processes resulted in abundant heterogeneities in the study granite massifs. Of particular interest are the rounded granodiorite inclusions we first found in Uspensky massif and perceived them as something exotic, but then they were found also in other coastal intrusives that allowed us to suggest their regular appearance as a result of the features of crystallization of these granites.

I'd like to note also the role of G.B. Fershtater (IGG Ural Scientific Center of RAS, Ekaterinburg), who called my attention to the feldspar banding in Oprichnensky massif, about which I made causal mention in the description of Oprichnensky intrusive. Further detailed study of it allowed the discovery of the surprising and nowhere described before fact of the plagioclase crystal precipitation in granite melts.

In the working process the author repeatedly discussed many questions and problems with Academician A.A. Marakushev, Professor MGU L.L. Perchuk, Doctors of geol.-miner, sci. E.S. Persikov and M.B. Epel'baum (workers of IEM of RAS, Chernogolovka), F.G. Reif and B.A. Litvinovsky (GI Burayt Department of SB of RAS, Ulan-Ude), and with my colleagues – workers of the FEGI, FEB of RAS, – Prof. I.N. Govorov, Corresponding Member of RAS V.G. Sakhno, Doctors of geol.-miner sci. A.M. Lennikov, O.V. Avchenko, M.A. Mishkin, I.A. Tararin, V.V. Ratkin, S.A. Shcheka, V.K. Popov, R.A. Oktyabrsky, E.Yu. Moskalenko, and A.A. Vrzhosek – I'm very grateful to all of them. My great gratitude to engineers N.A. Badredinova and L.I. Grabko for their invaluable help in the manuscript mounting and computer composition and to I.A. Aleksandrov for his help in calculations of petrogenetic models.

The work fulfillment was favored in many aspects by the friendly creative atmosphere at the FEGI, FEB of RAS, and by the support of the Institute Administration and its Director Academician A.I. Khanchuk.

ОБЩИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-А.ЛИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический (вулкано-плутонический) пояс является крупнейшей мезо-кайнозойской структурой, которая протягивается вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива более чем на 1000 км. Он составляет среднее звено Восточно-Азиатского вулканического пояса и располагается под острым углом к простиранию складчатых структур Сихотэ-Алиня, накладываясь на разновозрастные структурно-фациальные зоны. Для вулканических образований пояса складчатость не характерна. Углы падения напластований пород обычно составляют 5-20° и обусловлены либо древним рельефом, либо проседанием центральных частей вулканических структур [Назаренко, Бажанов, 1987]. При общем северо-восточном простирании пояса отдельные вулканические структуры ориентированы в близширотном и даже северо-западном направлении. Они выполняют, вероятно, зоны раздвигов, поперечные к складчатым структурам.

По площади распространения и объему магматического материала в составе вулканического пояса резко преобладают кислые туфы и игнимбриты турон-кампанского возраста, образующие почти горизонтально залегающие поля площадью в сотни и первые тысячи квадратных километров. Маастрихтские вулканиты среднего и кислого состава практически повсеместно образуют кольцевые или более сложной формы вулканоструктуры типа кальдер, а маастрихт-датские – грабенообразные депрессии компенсационно-раздвигового типа.

Существуют различные точки зрения на природу и структурное положение пояса, но все они сходятся в том, что особенности пояса определяются его приуроченностью к зоне перехода континент-океан и что это типичная окраинно-континентальная структура [Вулканические пояса..., 1984; Зоненшайн, Кузьмин, 1992; и др.]. Детальный обзор исследований Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса приведен в работах В.Г. Сахно с соавторами [Сахно, 2001; Тихоокеанская окраина Азии, 1991]; В.К. Попова [1986]; В.А. Михайлова [1989] и многих др. Обсуждение их не входит в задачу данной работы.

По мнению современных исследователей вулканические пояса являются показателем зон субдукции [Ханчук, 2000; Геодинамика..., 2006]. Наклон зоны Беньофа под Восточно-Сихотэ-Алинским поясом, по мнению Зоненшайна и др. [1976], составляет 25°, а выход зоны Беньофа на поверхность реконструируется у восточного края Сахалина. Другие исследователи, основываясь на структурно-тектонических и петрологических исследованиях, не связывают магматизм этого этапа с субдукцией, предполагая, что он рифтовый сдвиговораздвигового типа [Уткин, 1978, 1999; Сахно, 2001].

Т. Хазертон и У. Диккинсон [Hutherton and Dickinson, 1968] установили прямую корреляцию между содержанием K_2O в вулканитах островных дуг и расстоянием до зоны Беньофа. Они проанализировали распределение содержания K_2O в породах с одинаковой кремнекислотностью (SiO₂ от 55 до 70% мас.) вкрест простирания островных дуг. Графически эта зависимость представлена на диаграмме рис. 1, куда для сравнения были нанесены и точки составов вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, вытянувшиеся вдоль изолиний 120-150 км. И если эта диаграмма хоть в какой-то мере отражает действительную зависимость содержания K_2O от глубины выплавления расплавов, то можно сделать вывод о том, что вулканиты Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, произошли из расплавов, возникших на глубинах, отстоящих от зоны Беньофа менее, чем на 200 км (рис. 1).



Рис. 1. Зависимость содержаний К₂О и SiO₂ в вулканитах от расстояния до зоны Беньофа по [Hutherton, Dickinson, 1968] с точками составов вулканитов ВСАВП.

1 - по данным Е.Н. Корсунова [Валуй, Стрижкова, 1997]; 2 - по В.К. Попову [1986].

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс приурочен к зоне перехода коры континентального к коре субокеанического типа. Их сочленение происходит у подножия континентального склона [Безверхний, 1981; и др.]. Континентальная кора шельфа отделяется от океанической коры впадины Японского моря глубинным береговым разломом, по которому происходит резкое уменьшение мощности земной коры с амплитудой 10-11 км. Зона вулканогена характеризуется увеличением общей мощности земной коры с востока на запад от 20-24 до 30-40 км [Кулинич, 1969; Безверхний, 1981; и др.].

Вулканический пояс в гравитационном поле выражен непрерывной полосой интенсивного градиента силы тяжести, которая возрастает в направлении Японского моря вплоть до континентального склона [Кулинич, 1969]. Вглубь континента область повышенного гравитационного поля распространена на 20-30 км (рис. 2).



Рис. 2. Схема гравитационного (А) и магнитного (Б) полей Приморья [Кулинич, 1969]. Магнитные аномалии: 1 – близкие к нулю, 2 – повышенные, 3 – высокие и максимальные, 4 – минимальные, 5 – пониженные и низкие. Гравитационные аномалии: 6 – минимальные, 7 – повышенные и высокие, 8 – максимальные; 9 – изолинии мощности земной коры, 10 – внутренняя граница Прибрежной зоны. 11 – границы гранитных интрузивов: 1 – Опричненский, 2 – Лангоу, 3 – Бринеровский, 4 – Владимирский, 5 – Ольгинский, 6 – Евстафьевский, 7 – Валентиновский, 8 – Заповедный.

Плотность гранитоидов, являющаяся отражением их химико-минерального состава и в меньшей степени текстурно-структурных особенностей, определяющих пористость пород, как показали проведенные исследования, изменяется в пределах массивов в зависимости от основности пород (табл. 1). Наибольшая плотность характерна для диоритов (2.70-2.72 г/см³), наименьшая – для аплитовидных гранитов (2.54-2.52 г/см³). Мелкозернистые гранодиоритовые включения, содержащиеся в гранитах, имеют плотность меньшую, чем гранитоиды соответствующей основности.

Так плотность гранодиоритов, содержащих 64-68% кремнезема, 2.62-2.70 г/см³, а у включений с таким же содержанием SiO, она не превышает

Таблица 1. Петрофизическая характеристика гранитоидов Прибрежной зоны

Ποροπο	б г/см		n, %		к•10-6		I _n •10 ⁻⁶		$\mathbf{Q} = \mathbf{I}_{n}$	/ 0.5 ĸ	
порода	lim	X/N	lim	X/N	lim	X/N	lim	X/N	lim	X/N	
		Опр	ичнен	ский	массив						
Диориты	2.68/2.76	2.70/15	-	_	200/2000	950/56	_	_	_	_	
Граниты крупнозернистые	2.54/2.66	2.58/30	0.8/1.2	1,0/5	150/1400	500/110	150/230	200/20	0.18/1.0	0.51/2	
Граниты аплитовидные	2.50/2.63	2.56/8	-	-	5/1500	320/117	-	_	—	-	
Гранодиоритовые включения	2.54/2.66	2.58/30	1.9/3.3	2.8/8	60/3500	1100/138	100/300	1100/8	0.50/70	3.00/8	
Аплито-пегматиты с темноцветными	2.54/2.66	2.58/30	—	-	10/5500	760/16	-	_	_	_	
Ороговикованные эффузивы	_	—	_	I	30/250	120/6		-	_	-	
Ольгинский и Владимирский массивы											
Диориты	2.69/2.77	2.72/7			700/1800	900/7	_	_	—	_	
Гранодиориты	2.57/2.69	2.62/30	0.5/1.0	0,8/4	300/1300	750/24	80/600	100/15	0.10/240	0.34/15	
Граниты крупнозернистые	2.56/2.62	2.59/16	—		120/1000	450/31	20/500	100/17	0.30/280	0.70/17	
Граниты аплитовидные	2.52/2.59	2.54/6	_	_	120/350	180/6	_	_	_	_	
Гранодиоритовые включения	2.52/2.65	2.58/3	2.6/3,0	2.9/3	50/5000	1200/21	420/2500	1200/4	0.80/6.5		
Аплито-пегматитовые тела с темноцветными	_	_	_	_	1200/3500	1900/5	_	_	_	3.50/4	
Зоны, обогащенные темноцветными	-	-	_	_	400/10000	2000/43	_	_	_	_	
		Вален	тинов	вский	массив						
Диориты	_	_	-	_	400/1500	1020/12	-	_	_	-	
Граниты крупнозернистые	2.53/2.61	2.56/15	_		70/1900	380/115	—	_	—	—	
Гранодиоритовые включения	2.52/2.65	2.58/16	-		20/1100	450/16	-	-	_	-	
Зоны, обогащенные темноцветными	_	_	_	_	80/1300	450/8	_	_	_	_	
	Успе	енский	і и Зап	оведн	ный масс	сивы					
Диориты	2.69/2.78	5.56/15			20/50	25/7	_	_	_	_	
Граниты крупнозернистые	2.52/2.64	2.62/30	-	I	300/1300	15/24		1/5	_	0.1/5	
Гранодиоритовые включения	2.50/2.65	2.56/10	-	_	10/50	25/13	3/5	5/3	_	0.4/3	
Ксенолиты осадочных и эффузивных пород	-	-	_	_	5/20	10/4	_	-	_	_	

Примечание: *lim* – пределы изменения параметров; X – средние значения; N – количество образцов; **n** – пористость; **σ** – плотность; **к** – магнитная восприимчивость. **I**_n – остаточная намагниченность. Средние квадратичные отклонения, вычисленные для **σ** и **к** различных петрографических разновидностей, не превышают допустимых пределов.

Аналитик: Э.Я. Дубинчик (ВСЕГЕИ).

2.58 г/см³, средняя – 2.56-2.57 г/см³. Такое различие – следствие разной пористости: у гранитов, вмещающих включения, пористость (*n*) не более 0.5-1.5%, а у включений достигает 2.5-3.3% (см. табл. 1). Таким образом, сопоставление геофизических данных показывает, что кислые и средние эффузивы (средняя плотность 2.56-2.58 г/см³) и гранитные интрузивы (2.53-2.57 г/см³), слагающие большую часть Прибрежной зоны, не могут быть источниками таких сильных положительных гравитационных аномалий, которые здесь наблюдаются. Это позволило Р.Г. Кулиничу [1969] сделать вывод о том, что в пределах Прибрежной зоны под верхнемеловыми и кайнозойскими эффузивами скрыты положительные формы домелового и палеозойского складчатого комплекса и интрузивы основного состава, которые и вызывают положительные аномалии силы тяжести. Большинство погребенных положительных структур сосредоточено в юго-восточной части побережья. На поверхности они проявлены отдельными участками карбоново-пермских и триасово-юрских отложений.

Сейсмическими и гравитационными исследованиями установлено, что под блоками карбоново-пермских и триасово-юрских пород наблюдается максимальный подъем базальтового слоя и соответственно минимальная мощность гранитного слоя на общем фоне уменьшения глубины залегания базальтового слоя под Прибрежной зоной.

Мощность земной коры в пределах Прибрежной зоны, по сейсмическим и гравитационным данным 25-30 км, а в зоне Центрального Сихотэ-Алиня – 30-35 км.

Мощность гранитного слоя в зоне Главного Сихотэ-Алиня около 15 км, а в Прибрежной зоне сокращается до 5-8 км. Вертикальный размер гранитоидных массивов в этих зонах также различен. По гравиметрическим данным, вертикальная мощность гранитоидных массивов в Прибрежной зоне не превышает 1.5-2 км [Кулинич, 1969], в то время как в зоне Главного Сихотэ-Алиня она составляет 8-10 км.

Магнитное поле Прибрежной зоны выделяется резко дифференцированными аномалиями (рис. 2). Отрицательные аномалии магнитного поля, занимающие значительную часть Прибрежной зоны и переходящие в зону Главного Сихотэ-Алиня, тяготеют в основном к выходам верхнемеловых и палеогеновых эффузивов кислого и среднего состава.

Высокие положительные аномалии магнитного поля приурочены к береговой зоне и совпадают, как правило, с выходами на поверхность прибрежных гранитоидов (за исключением южной части Валентиновского массива). Магнитные аномалии охватывают несколькоразобщенных интрузивов и образуют единый пояс северо-восточного простирания, вытянутый вдоль глубинного разлома, выполняющего роль магматического проводника.

Измерения магнитной восприимчивости пород, слагающих эти интрузивы, произведенные нами [Валуй, Дубинчик, 1973] (см. табл. 1), показали,

что все разновидности гранитоидов Опричненского, Владимирского, Ольгинского и Валентиновского массивов обладают высокой магнитной восприимчивостью $\kappa = (1100 - 250) 10^{-6}$ в системе СГС. Причем, величина κ закономерно уменьшается не только с понижением основности породы, но и с севера на юг, от Опричненского к Валентиновскому массиву (см. табл. 1). Породы южной части Валентиновского массива, а также самого южного в Прибрежной зоне Заповедного массива, магнитные свойства которого были изучены для сравнения, слабомагнитны ($\kappa = 25 \times 10^{-6}$). Диориты слабомагнитных массивов, как и гранодиоритовые включения, практически немагнитны: если диориты магнитных интрузивов имеют к в среднем от 900×10⁻⁶ до 1020×10⁻⁶, то в диоритах слабомагнитных $\kappa = (20-50) \times 10^{-6}$. Магнитная восприимчивость гранодиоритовых включений магнитных гранитоидов изменяется от 450×10^{-6} до 1200×10^{-6} , а немагнитных – от 10×10^{-6} до 50×10⁻⁶. Такое различие – следствие разного содержания ферромагнитных минералов в гранитоидах: магнитные гранитоиды содержат 1-2% минералов титаномагнетитовой серии, слабомагнитные – десятые доли процента.

Остаточная намагниченность ($I_n \times 10^{-6}$) гранитоидов и включений из магнитных массивов соизмерима с величиной κ (фактор Q ≤ 1). У включений I_n в несколько раз превышает величину κ (фактор Q = 1). У гранитов и включений из слабомагнитных массивов величина I_n ничтожно мала. Необходимо отметить, что остаточная намагниченность зависит от условий остывания породы: ее величина тем меньше, чем медленнее остывала порода [Verhoogen, 1959; по Д.М. Печерскому, 1964].

Таким образом, высокая магнитная восприимчивость пород гранитоидных массивов вполне объясняет положительные магнитные аномалии в береговой части Прибрежной зоны.

ГЛАВА 2. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Иптрузивы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП), обнаженные вдоль всего побережья Японского моря (от Тернея до мыса Островного) являются типичными представителями формации субвулканических гранитов, по Ю.А. Кузнецову [1964], вулканоплутонической формации, по Е.К. Устиеву [1963, 1969], или вулканоинтрузивных ассоциаций, по Г.Б. Ферштатеру [1987], широко распространенных в вулканических поясах, обрамляющих Тихий океан.

Массивы побережья Японского моря характеризуют интрузивный магматизм вдоль простирания Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, а интрузивы Дальнегорского района и Краснореченского поднятия позволяют проследить его изменение в поперечном направлении. Геологопетрологические исследования, проведенные автором, показали, что гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса образуют три группы тел, закристаллизованных на небольшой (< 3-4 км) глубине, разделенных пространственно и отличающихся своими петрологическими особенностями.

Первую группу интрузивов составляют крупные многофазные массивы приморского побережья Японского моря – Опричненский, Бринеровский, Ольгинский, Валентиновский, Владимирский, сложенные породами диорит-гранодиорит-гранитного состава с магнетитом, которые содержат включения мелкозернистых гранодиоритов, шлировые и жильные аплитопегматиты, гранофир-аплитовые и гранодиорит-гранитные ритмичнорасслоенные зоны, являющиеся результатом разнообразных процессов внутрикамерной дифференциации гранитных расплавов. Они сменяются вкрест простирания вулканического пояса небольшими однофазными телами слабо дифференцированных ильменитсодержащих гранитоидов Дальнегорского района, составляющих вторую группу, с которыми ассоциируют полиметаллические и боросиликатные месторождения. Третью группу образуют интрузивы Краснореченского поднятия, с которыми связаны олово-полиметаллические месторождения, тогда как многофазные интрузивы первой группы сопровождаются только скарново-магнетитовыми и молибденовыми рудопроявлениями.

2.1. Итрузивы восточной части вулканического пояса (1 группа)

Гранитоидные интрузивы восточной части вулканического пояса образуют зону северо-восточного простирания и отделены друг от друга полями верхнемеловых эффузивов (рис. 3). Все они имеют лакколитообразную форму и сильно вытянуты вдоль берега моря, достигая 20-60 км в длину при ширине 5-10 км.





1 – вулканиты Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса;

2 – главные разломы (1 – Арсеньевский, 2 – Центральный Сихотэ-Алинский);

3 – прибрежные гранитоидные интрузии.

Четких геологических фактов, свидетельствующих о глубине формирования интрузивов, нет. Есть приблизительные подсчеты мощности «покрышки». М.А. Фаворская [1956] оценивает глубину их формирования в 500 м, Ф.К. Шипулин [1957] – в 1-2 км. По мнению автора, глубина формирования массивов определяется мощностью верхнемеловых эффузивов, которая в пределах Прибрежной зоны колеблется от 3000 до 5000 м [Геология СССР...], т.е. максимально возможная глубина должна быть не более 3-4 км. Петрологические данные показывают, что литостатическое давление, определяемое по $P_{H_2O} < P_{OGIII}$ не превышало 1-1.5 кбар, т.е. глубина не превышала 3-4 км.

Массивы отличаются друг от друга по глубине становления. Опричненский и Бринеровский интрузивы, имеющие гранофировые приконтактовые фации, сформировалисъ на глубине менее 3 км, а южнее расположенные Владимирский, Ольгинский и Валентиновский – на глубине 3-4 км.

Глубина эрозионного среза невелика, чаще всего обнажаются прикровлевые части интрузивных тел. Сложены они различными разновидностями пород, из которых каждая образует одну фазу, прорывающую предыдущие с образованием на контактах зон закалки, гнезд пегматитов и зон обогащения темноцветными минералами в виде полос и линз. Первая фаза - диориты (88-74 млн. лет) – проявлена в Опричненском, Ольгинском и Валентиновском массивах; вторая фаза – гранодиориты (65-60 млн. лет) – во всех массивах, кроме Опричненского. Для второй фазы характерно наличие включений пород гранодиоритового состава округлой формы, равномерно рассеянных в породе или образующих линзообразные скопления или горизонты. Третья фаза – крупнозернистые граниты (58-53 млн. лет) – почти без включений, но с гнездами пегматитов и аплито - пегматитовыми телами, проявлена во всех массивах. Четвертая фаза представлена миароловыми гранитами (43-48 млн. лет) в Ольгинском массиве и щелочными гранитами мыса Орлова (41 млн. лет) – в Валентиновском. Пятая фаза – гранит- и гранодиорит-порфиры и аплито-пегматитовые тела - имеет место во всех массивах (табл. 2).

Фаза	Оприч- ненский	Влади- мирский	Ольгинс- кий	Валенти- новский	Брине- ровский
Диориты	86, 81, 74, 65 (8)	_	88 (2)	75 (7); 96, 74; 72 (4)	_
Гранодиориты	69, 65, 64, 57(8) (южное поле гранитов)	62, 61, 65 (1)	60-65 (3)	69, 62 , 80 (8)	88-
Крупнозернистые граниты	57, 54, 53 (1) (северное поле гранитов)	64, 68 (2), 50, 70 (8)	59, 70 (8)	57, 53, 50, 78 (8)	59 (5);62(6), 62,7 (7)
Миароловые и щелочные граниты.	_	_	48, 43	41	_
Гранит- и гранодио- рит-порфиры, аплито-пегматитовые тела	39, 34	37	39	34	_

Таблица 2. Время формирования интрузивных фаз различных массивов, млн. лет

Примечание: цифры в скобках – данные других исследователей: 1 – Баскиной, Фаворской [1969]; 2 – Р.И. Соколова и др. [1955 г.]; 3 – Н.С. Подгорной и др. [1956 г.]; 4 – Г.С. Белянского и др. [1969 г.]; 5 – Ю.К. Пустова [1990]; 6 – В.В. Раткина [1995]; 7 – Н.А. Беляевского [1969 г., Геология СССР, т. 32]; **8** – В.М. Jahn (не опубл.). Таким образом, по данным калий-аргонового метода, гранитоидные массивы формировались в течение длительного времени от позднего мела (88-74 млн. лет – диориты) до палеоцен – эоцена (65-41 млн. лет – гранодиориты и граниты) почти синхронно на всем протяжении Прибрежной зоны. Несмотря на общие черты, каждый из изученных массивов по-своему индивидуален, поэтому описание некоторых из них дается отдельно для каждого массива с севера на юг, начиная с наименее глубинного Опричненского.

2.1.1. Опричненский массив

Опричненский массив расположен на побережье Японского моря в 40-60 км к северо-востоку от пос. Рудная Пристань. Он обнажается в морских береговых обрывах на протяжении более 20 км (от бухты Опричник на юге до бухты Китовое Ребро на севере).

Ширина массива колеблется от 3 до 7 км в южной части бассейна р. Опричнинки. Породы Опричненского интрузива изучались М.А. Фаворской [1956]. В 1961-1962 гг. массив и прилегающая территория были закартированы В.И. Рыбалко и др.

В пределах Опричненского массива четко выделяются три части: южная, центральная и северная (рис. 4). Южная и северная части сложены гранитами, центральная – диоритами, которые представляют раннюю фазу и прорваны гранитами северной и южной частей.

Южный контакт Опричненского интрузива с вмещающими породами типично интрузивный, с многочисленными апофизами, отходящими во вмещающие породы. Он хорошо виден в морских обрывах. Азимут падения контакта 310° ∠ 50°, местами – до 70°.

Северный контакт задернован. Породы, вмещающие интрузив, представлены верхнемеловыми туфами, туфобрекчиями и лавами кварцевых порфиров и фельзитов, которые на контакте с гранитами окварцованы и превращены в биотитовые роговики на расстоянии до 300 м. Граниты вблизи контактов с эффузивными породами становятся более мелкозернистыми, а местами превращены в гранит-порфиры. Контакты гранитов с диоритами более пологие ($\angle 50^\circ$, рис. 5), чем с эффузивными породами ($\angle 70^\circ$, рис. 6). Диориты на контактах с гранитами превращены в монцониты, а граниты обогащены линзами кварц-полевошпатовых пегматитов и гнездами биотита, вследствие чего приобретают пятнистую текстуру (рис. 7).

Зона пятнистых гранитов имеет мощность от 10 см на южном до 1.5 м – на северном контакте.

По геологическим данным породы Опричненского интрузива имеют палеоцен-эоценовый возраст. Результаты определения калий-аргонового возраста, полученные нами и другими исследователями, в общем, подтверждают геологические наблюдения и показывают, что диориты Опричненского массива формировались в течение позднего мела в интервале 89-74 млн. лет, а гранитоиды – в течение палеогена (65-50 млн. лет), причем грани-



Рис. 4. Геологическая карта Опричненского массива с врезками фотографий включений, полосчатых гранитов и зарисовок контактов пород. Составлена автором и С.А. Коренбаумом с использованием материалов В.И. Рыбалко и А.В. Канунниковой (1961-62 гг.):

1 – лавы, 2 – туфы, 3 – туфолавы риолитов, 4 – диориты. Граниты: 5 – гранофировые, 6 – средне- и крупнозернистые, 7 – полосчатые, 8 – с включениями, 9 – приконтактовая гранит-порфировая фация, 10 – направление и угол падения контактов, 11 – места взятия образцов.

Внизу под разрезом южного поля гранитов по линии AB – схема распределения фаз в эндоконтакте интрузива и распределение молярных потоков компонентов в жидкости при затвердевании расплава в интервале температур ликвидуса (T_L) и солидуса (T_s) при начальной температуре жидкости T_0 и температуре контакта $T_k > T_s$ по [Шарапов, Черепанов, 1986].

1 – изверженная порода (твердая зона), 2 – твердо-жидкая зона, 3 – жидко-твердая зона, 4 – жидкость, где отсутствуют зародыши кристаллов, 5 – направление термоконвекционных потоков расплава, вызванных усадкой, 6 – потоки свободной конвекции.



Рис. 5. Северный контакт южного поля гранитов с диоритами (т. 293).

1 – граниты; 2 – диориты; 3 – элементы залегания; 4 – места отбора образцов.



Рис. 6. Южный контакт Опричненского массива с эффузивами.

 гранит, 2 – мелкозернистый гранит, 3 – ороговикованные эффузивы, 4 – зоны перекристаллизации в эффузивах;
5 – места отбора образцов.

тоиды южного и северного полей не совсем одновременны (табл. 2). Однако определения U-Pb методом по циркону дают для диоритов 65 млн., а для гранитов 57 млн. лет (B.M. Jahn, Тайваньский университет, неопубликованные данные).

Диориты

Диориты – это средне- и крупнозернистые породы массивной текстуры, состоящие из плагиоклаза ($An_{50-38-20}$) – 50-60 об. %, роговой обманки (10-15%), реликтового пироксена (до 5 об. %), кварца(10-15%) и КПШ (2V=52-



58°) –5-10 об. %; из акцессорных присутствуют магнетит (до 3000 г/т), обнаруживающий структуры распада с выделением пластинок ильменита, апатит, ильменит, касситерит, циркон, фергюсонит.

По количественно-минеральному и химическому составу (табл. 3) породы относятся к квар-

Рис. 7. Деталь контакта диоритов с гранитами северного поля (т. 368).

1 – диориты; 2 – граниты; 3 – гнезда пегматитов; 4 – гнезда, богащенные биотитом; 5 – места отбора образцов. цевым диоритам, хотя основность плагиоклаза в ядрах зональных кристаллов несколько выше, чем должна быть в нормальных кварцевых диоритах, отвечая основности плагиоклазов габбро-диоритов, а присутствие КПШ в количестве 2-10% делает, их похожими на сиенито-диориты (мангериты). Ассоциация КПШ с пироксеном в некоторых частях массива позволяет называть их монцонитами. Структура породы гипидиоморфнозернистая, местами монцонитовая.

L'an anna anns a	2946	295-1	3066	295-3	295в	300-1	300-2	393и	3886	388в
компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Плагиоклаз	62.52	64.80	56.40	—	66.36	39.60	61.38	58.14	48.70	31.00
Роговая обманка	9.47	7.14	4.90	—	8.74	23.10	7.86	21.80	11.10	4.00
Биотит	8.17	5.42	4.90	—	10.55	13.80	11.50	4.23	14.70	8.40
Пироксен	0.63	1.14	2.60	—	4.68	2.10	0.60	6.92	0.20	0.00
Кварц	11.15	18.85	17.40	—	4.55	9.90	12.83	3.90	15.10	31.80
КПШ	5.63	1.78	13.20	—	1.73	10.80	5.30	—	9.40	24.00
Акцессорные	2.43	0.87	0.60	—	3.38	0.70	0.53	5.01	0.80	0.80
SiO	57.60	59.56	58.66	52.00	53.26	60.84	55.56	61.46	58.98	68.64
TiO	1.01	0.75	1.03	0.91	0.15	0.90	1.07	0.96	0.90	0.72
Al ₂ O ₃	18.14	16.63	15.63	17.96	16.63	13.87	16.68	16.43	15.90	14.84
Fe ₂ O ₃	1.92	2.85	1.92	3.12	5.64	2.59	0.77	1.42	0.92	0.15
FeO	5.11	4.03	5.96	5.10	6.17	5.11	6.82	4.83	5.28	2.73
MnO	0.02	0.12	0.16	0.13	0.19	0.14	0.16	0.06	0.06	0.03
MgO	3.19	3.44	4.23	5.44	5.52	3.95	6.50	2.84	4.55	1.71
CaO	6.54	6.29	6.35	8.75	7.94	6.15	7.57	4.46	5.80	2.98
K ₂ O	1.44	1.41	1.98	1.32	1.29	1.70	1.58	2.50	2.20	3.84
Na _a O	3.98	3.15	2.98	2.98	3.91	3.42	3.24	3.80	3.67	3.24
P_2O_5	0.78	0.36	0.56	0.44	Н.О.	0.60	0.82	0.25	0.22	0.14
H ₂ O ⁻	0.10	0.16	0.14	0.02	0.00	0.04	0.00	0.12	0.10	0.02
п.п.п.	0.00	0.16	0.14	0.62	0.31	0.32	0.06	0.70	1.20	0.80
Сумма	100.13	99.26	99.80	97.70	99.91	99.71	99.87	99.83	99.78	99.84

Таблица 3. Количественно-минеральный (об. %) и химический (% мас.) составы кварцевых диоритов Опричненского массива

Примечание: Обр. 1, 2, 4, 5 – из южной, 3, 6, 7 – из центральной, 8-10 – из северной части поля диоритов (9 – вблизи зоны гранитизации, 10 – из зоны гранитизации); 4, 5, 7 – одиночные включения, 8 – из зоны, обогащенной включениями.

Аналитики: Бабаева Ю.С., Шпак Т.Г., Никитина Н.М.

Плагиоклаз образует крупные зональные кристаллы и гломерозернистые сростки, окруженные кварцем и КПШ. Центральные части кристаллов плагиоклаза имеют обычно состав 50-54% An ($\delta_0 = 0.2-0.4$), в краевых – основность его понижается до An₂₁₋₂₀ ($\delta_0 = 1.0$ на контакте с КПШ). Нередко в плагиоклазах наблюдается ритмичная зональность.

Калинатровый полевой шпат встречается в виде ксеноморфных зерен с мелкими веретенообразными пертитами распада. Судя по небольшому углу оптических осей ($2V_{Nn} = 52-58^{\circ}$) и невысокой упорядоченности ($\delta_{\mu \kappa} = 0.3-0.7$),

КПШ диоритов представлен высоким – промежуточным ортоклазом. В зоне гранитизации в центральной части диоритового поля угол оптических осей КПШ уменьшается до 50°.

Пироксен – салит-авгит (2V_{Ng} = 56°, CNg = 38°, Ng = 1.705, Np = 1.685) ассоциирует с основным плагиоклазом, окружен оторочкой буро-зеленой роговой обманки. Иногда роговая обманка почти целиком замещает моно-клинный пироксен, и он сохраняется только в виде небольших реликтов.

В зонах гранитизации и на контактах диоритов с гранитами (т. 293, 368, рис. 4) в диоритах появляется ромбический пироксен (гиперстен с $2V_{Np} = 49-52^{\circ}$).

Роговая обманка образует крупные буро-зеленые кристаллы, иногда содержащие реликты моноклинного пироксена, полисинтетически сдвойникована, Ng = 1.671, Np = 1.641, f = 39 мол.%, нередко замещается биотитом и светло-зеленым амфиболом.

Биотит представлен крупными пластинчатыми кристаллами, общая железистость которых равна 49%, общая глиноземистость – 19% (табл. 4, обр. В-391).

Диориты около контакта с эффузивами становятся мелкозернистыми. Гипидиоморфнозернистая структура сменяется призматически-зернистой за счет появления в некоторых участках большого количества мелких кристаллов зонального плагиоклаза An₃₅₋₂₅, сцементированных кварцем; исчезает пироксен. Диориты около контакта с гранитами ороговикованы: в них развиваются гранулитовый кварц и крупные пластинчатые кристаллы биотита, плагиоклаз раскисляется и корродируется гранофировыми сростками кварц-полевошпатового состава, содержащими около 43 об.% кварца.

В диоритах встречаются включения более мелкозернистых пород габброидного состава округлой формы размером от 3х4 до 30х70 см. Эти включения рассеяны в теле диоритов равномерно. Кроме таких единичных включений, в центральной части поля диоритов (в 1.5 км к югу от северного контакта) наблюдается крутопадающая зона мощностью около 10 м, насыщенная более мелкими включениями размером от 1х2 до 15х30 см. Азимут падения лежачего контакта этой зоны $335^{\circ} \angle 78^{\circ}$. Некоторые включения окружены лейкократовой оторочкой мощностью до 1 см, состоящей из плагиоклаза (An₃₂), кварца и КПШ (2V_{NP} = 68°). К центральной части зоны «цемент» из диоритового становится все более лейкократовым, местами превращается в аплито-пегматитовый (рис. 8.).

Структура пород, слагающих включения, порфировидная с призматически зернистой, пойкилоофитовой и оксиофитовой структурой основной массы. Порода состоит из плагиоклаза (An₄₅₋₄₀ в ядрах, An₂₅₋₂₀ в краевых частях; 27-32%), образующего порфировидные и гломерозернистые выделения в основной массе, состоящей из плагиоклаза (25-35%), роговой обманки (9-27%), биотита (5-10%), пироксена (1.5-10%), кварца (3-10%), КПШ (1.5-1.7%) и акцессорных – апатита, циркона и магнетита (1-5%).

Компонент	В-220в	B-23 9	B-301	B-317	В-320-д	B-346	B-3 91
SiO ₂	34.50	35.63	34.33	36.27	35.74	35.30	36.45
110 ₂	3.28	3.28	3.60	4.19	4.28	4.12	3.73
ALO ₃	14.01	13.40	11.47	13.07	14.01	13.47	14.68
Fe ₂ O ₃	6.18	4.11	4.89	2.14	2.10	4.36	1.97
FeO	21.46	22.23	22.21	18.00	19.10	17.70	18.14
MnO	0.71	0.01	1.07	0.24	0.76	0.85	0.32
MgO	7.79	7.23	7.66	12.13	10.07	10.10	11.29
CaO	0.76	0.27	0.28	1.32	0.68	1.12	0.28
Na ₂ O	0.48	0.21	0.60	_	0.11	0.43	0.11
K ₂ O	6.85	7.86	7.76	_	7.61	7.82	8.48
P ₂ O ₃	0.21	0.16	0.60	_	0.56	0.22	0.21
H_2O^+	_	3.04	3.10	_	4.03	3.61	3.57
H ₂ O [.]	0.00	0.38	0.00	_	0.28	0.20	0.00
F	_	1.28	3.10	—	0.29	0.82	0.38
Сумма	96.23	99.99	100.67	_	99.63	100.12	99.61
$F_2 = 0$	_	0.54	1.31	—	0.12	0.34	0.16
Сумма		99.45	99.36	—	99.51	99.78	99.61
	Кол	ичество и	онов в пере	есчете на 24	4 (O, OH, F)	
Si	2.738	2.865	2.825	2.834	2.798	2.804	2.833
Al ^{iv}	1.262	1.135	1.113	1.666	1.207	1.196	1.167
Alvi	0.047	0.131	0.000	0.030	0.081	0.058	0.172
Ti	0.196	0.198	0.223	0.249	0.254	0.248	0.215
Fe ³⁺	0.368	0.251	0.297	0.122	0.122	0.262	0.112
Fe ²⁺	1.423	1.493	1.529	1.178	1.250	1.173	1.176
Mn	0.049	0.063	0.074	0.014	0.047	0.057	0.019
Mg	0.917	0.865	0.939	1.407	1.246	1.197	1.307
Са	0.046	0.010	0.019	_	_	0.095	0.009
Na	0.067	0.029	0.099	-	0.019	0.062	0.019
K	0.693	0.807	0.816	_	0.762	0.796	0.835
F	_	0.324	0.806	_	0.07	0.205	0.093
OH	1.409	1.185	0.735	_	1.645	1.795	1.486

Таблица 4. Химические анализы биотитов Опричненского массива

Примечание: обр. В-239, 301, 320д, 346 – гранит; обр. В-220в, 317 – включения; обр. В-391 – диорит. Аналитик: Лаговская Е.А.

Включения, равномерно рассеянные в диоритах (В-294, В-295-3, В-295в и др.), и включения, образующие линзообразное скопление вблизи зоны гранитизации (обр. В-393и, табл. 3) отличаются по составу: первые содержат меньше роговой обманки, пироксена, магнетита и КПШ и немного больше биотита и плагиоклаза по сравнению со вторыми.

Пироксен включений представлен двумя разновидностями – моноклинным и ромбическим. Моноклинный пироксен ($2V_{Ng} = 56^{\circ}$, $CNg = 38^{\circ}$) встречается чаще всего в виде реликтов в роговой обманке. Ромбический пироксен (гиперстен – $2V_{Np} = 49-52^{\circ}$) образует довольно крупные зерна, ассоциирующие с КПШ и появляющиеся в основном во включениях линзообразной зоны.

В 500-600 м к северо-востоку от зоны включений в диоритах наблюдается штокообразная зона калишпатизации и окварцевания мощностью до 10-15 м. Граница между неизмененными диоритами и зоной изменения четкая,



Рис. 8. Зона обогащения включениями с белой каймой в диоритах Опричненского массива (береговые скалы в 1 км к югу от мыса Грозный). Фотография автора (здесь и далее).

азимут падения юго-западного контакта 290° \angle 50°, северо-восточного контакта – 75° \angle 65°. По северо-восточному контакту внедряется дайка аплитов мощностью 10-15 см. В диоритах зоны количество плагиоклазов уменьшается до 31, моноклинный пироксен почти совсем исчезает, а количество кварца и КПШ возрастает до 32 и 24% соответственно (табл. 3, обр. В-388а, б). Вблизи контактов во вмещающих диоритах и в зоне изменения появляется ромбический пироксен (гиперстен). Состав породы приближается к монцониту.

Граниты

В зависимости от структуры гранитов в пределах массива выделены две фации: краевая – с преобладанием гранофировой и центральная – с преобладанием гипидиоморфнозернистой структуры. Гранофировые граниты наиболее широко развиты у контактов с эффузивами в полосе шириной 1.5-2.0 км и с телом диоритов в полосе шириной около 50 м. С удалением от контактов роль гранитов с гранофировой структурой уменьшается. Гранофировые срастания становятся более крупнозернистыми, количество их уменьшается, и структура породы все более приближается к гранитной, равномерно – и среднезернистой. Для приконтактовых фаций гранитов характерно присутствие значительного количества включений – шлировых выделений пород более основного состава, чем сами граниты. Эти включения полностью отсутствуют в породах гранитной структуры в центре южного и северного полей массива. В центральных же частях массива широко развиты дайкообразные аплито-пегматиты, образующие пологие зоны в гранитах (часто без резких контактов), совершенно не встречающиеся в краевых частях интрузива.

Центральная часть южного и северного полей гранитов

Породы центральных частей южного и северного гранитных полей представлены крупно- и равномернозернистыми гранитами гранитовой структуры, состоящие из кварца (30-35%), КПШ (25-36%), плагиоклаза (27-37%), биотита, роговой обманки и некоторого количества (4-6%) акцессорных минералов (табл. 5, 6).

Компоненты	220в	220л,	231м	220н	264	320д	314a,	262	233	244
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Плагиоклаз	62.0	53	72.5	8.3	26.9	36.1	37.5	26	73.8	61
Кварц	19.2	21.5	19.5	33.2	34.7	36.1	30.1	35	13.7	11.0
КПШ	3.5	15.2	1.1	52.6	35.9	20.2	24.7	36	1.7	_
Биотит	14.2	9.7	1.7	3.0	1.3	7.2	5.5	4	8.6	20.0
Роговая обманка	_	_	3.5	1.3	_	_	0.4		0.8	6.9
Акцессорные	1.1	0.6	1.7	1.6	1.2	0.4	1.8	—	1.4	1.1
SiO ₂	75.22	66.96	61.90	74.0	75.70	71.74	72.60	74.41	64.56	61.42
TiO ₂	0.17	0.40	0.88	0.17	0.12	0.43	0.36	0.78	0.82	0.96
A1 ₂ O ₃	12.12	15.56	16.43	12.38	12.20	12.99	13.63	14.36	15.90	17.38
Fe ₂ O ₃	0.86	0.51	3.09	0.61	0.19	0.22	0.65	1.44	1.73	0.10
FeO	1.72	3.91	3.79	2.62	1.56	2.88	2.27	1.06	3.41	5.83
MnO	0.11	0.18	0.22	0.08	0.14	0.07	0.12	0.06	0.23	0.20
MgO	0.47	0.75	1.87	0.47	0.21	1.44	0.47	0.08	1.64	2.14
CaO	0.79	1.83	3.47	0.79	0.70	1.61	1.42	0.90	2.54	3.49
K ₂ O	3.81	3.05	2.56	3.25	3.50	4.39	3.99	3.22	3.00	1.67
Na ₂ O	3.87	4.60	5.68	3.98	3.90	3.65	3.40	2.63	4.97	5.61
H ₂ O ⁻	Н.О.	Н.О.	0.04	Н.О.	0.30	0.07	0.13	0.49	0.19	0.18
П.П.П.	0.22	0.45	0.23	0.11	0.42	0.31	0.00	0.30	0.53	0.40
Сумма	99.46	98.20	100.16	98.46	99.62	99.73	99.60	99.87	99.52	99.70

Таблица 5. Количественно-минеральный (об	5. %) и химический (% мас.) составы
гранитов и гранодиоритовых включений О	причненского массива

Примечание: (1, 4) – гранит гранофировый; (2-3, 9-10) – гранодиоритовые включения; (5-8) – гранит крупнозернистый.

Аналитики: Шпак Т.Г., Никитина Н.М., Недашковская Л.В.

Плагиоклаз образует идиоморфные кристаллы размером от 0.5 до 1-1.5 мм, слабозональные, сдвойникованные по альбитовому, карлсбадскому и реже более сложным законам. Состав его изменяется от 28% An (ИУ = 10, $\delta_{\rm ик} = 0.4$) в центре до 15% (ИУ = 30-40, $\delta_{\rm ик} = 0.8$) в краевой части, причем в ассоциации с КПШ развит плагиоклаз, содержащий 18-20% An. Кроме таких отдельных зерен, изредка встречаются небольшие сростки кристаллов состава An₃₁ в центре, An₂₆ в оторочке; гранитная структура в этом случае переходит

05	267	1248	231	261 д ₁	261д	12186	1218в	338	1212
Ооразец	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Rb	73	77	83	78	72	78	73	88	96
Sr	98	109	111	90	92	219	257	177	187
Ba	911	870	980	901	887	862	726	988	1131
Zr	138	158	207	206	186	275	262	132	128
Nb	23	25	31	33	33	12	26	21	28
La	38	33	71	44	42	32	43	44	75
Ce	65	75	90	85	85	55	63	58	67
Nd	5	0	33	12	22	24	8	2	33
Y	29	28	34	33	33	13	26	24	25
Образец	265	264	233в	26 1д ₁	26 1д ₄	314в	317-3	338	320д
Ni	7.2	3.8	3.7	4.8	4.5	8.3	9.3	-	9.4
Со	0.5	0.5	0.3	0.5	0.4	0.6	1.6	_	1.1
Cr	47	26	18	29	25	48	57	_	54
V	1.1	0.5	0.4	0.6	0.6	4.8	10	-	4.9
Cu	7.5	4.5	2	3	6.6	10	26	-	12
Zn	32	41	37	27	31	14	20	_	16
Pb	37	60	64	17	16	60	10	-	10
Sn	6.3	93	6.2	6.4	10	30	11	_	4.7
Мо	60	20	30	20	30	60	60	-	60
В	2.0	1.7	0.5	1.3	1.7	2.0	1.7	-	2.2
F	240	120	250	790	410	280	280	_	160
$Au \times 10^{-7}$	2.9	4.5	1.4	_	_	_	1.8	_	_

Таблица 6. Содержание микроэлементов (г/т) в гранитах и гранодиоритовых включениях Опричненского массива

Примечание: 1, 2 – крупнозернистые граниты (южная часть массива); 3 – гранофировые граниты; 4, 5 – полосчатые граниты (4 – «темная», 5 – «светлая» полосы); 6, 7 – включения; 8, 9 – граниты северной части массива.

в гломерозернистую структуру. Затронутые постмагматическими процессами плагиоклазы, ассоциирующие с эпидотом, хлоритизированным биотитом и КПШ ($2V_{ND} = 78^\circ$), содержат 10-11% анортита.

Калинатровый полевой шпат гранитов представлен ксеноморфными кристаллами размером от 0.6 до 1.5 мм, с микропертитами распада веретенообразной формы, без признаков двойниковой решетки. Зачатки ее появляются вокруг пертитов в гранитах вблизи контакта с диоритами. Угол оптических осей КПШ изменяется от 48 до 70°. Структурное состояние КПШ, определенное по углу 2V_{Nn}, колеблется от 0.1 до 0.65, по данным

дифрактометрии и от 0.1 до 0.5 – по ИК спектроскопии. Наиболее упорядоченными являются КПШ из гранитов центральной части массива (обр. B-366-1, B-346) с $\delta_p = 0.5$ и $\Delta v = 105-107$. Валовой состав пертитов Or_{56,50}Ab_{44,50}.

Биотит плеохроирует от темного зеленовато-коричневого по Ng до светло-желтого по Np; Ng = 1.668 ± 0.003 ; f = 55%; L = 0.18 (табл. 4, обр. B-346).

Роговая обманка встречается в виде двух генераций. Ранняя роговая обманка буроватого цвета Ng=1.682+0.003; с общей железистостью f = 47 мол.%. Она замещается биотитом. Поздняя – характеризуется зеленовато-голубым оттенком, замещает биотит и ассоциирует с хлоритом.

Магнетит приурочен к темноцветным минералам. Он гомогенен и не обнаруживает структур распада.

Из других акцессорных присутствуют апатит, циркон, касситерит. В одной протолочке неизмененной породы обнаружено золото (обр. В-364, 0.27 г/т) – в форме дендритовидных кристаллов состава Au₀₅Ag₅

Краевые фации

Краевые фации массива сложены гранитами с ярко выраженной гранофировой структурой, среди которых встречаются участки с гранитовой или аплитовой структурами. Переход гранофировых гранитов в крупнозернистые граниты с гранитовой структурой происходит постепенно, через граниты с аплитовой структурой. Плагиоклаз в этих породах образует относительно крупные идиоморфные кристаллы или гломерозернистые сростки, которые придают породе среднезернистый облик. Однако довольно часто встречаются разновидности гранитов, не содержащие порфировидных выделений плагиоклазов или содержащие их в незначительных количествах. В береговых обнажениях видно, что последние обособляются в виде полого падающих зон (азимут падения 300-350° \angle 30-40°) мощностью от нескольких метров и более, часто с линзовидными раздувами. Верхний контакт зоны гранитов, не содержащих порфировых выделений плагиоклаза (аплитовидных), с обычными гранитами резкий, иногда подчеркнут небольшими линзами и жилками крупнозернистых пегматоидных образований, нижний – постепенный. К горизонтам гранитов, не содержащих порфировидных выделений плагиоклаза, приурочены включения пород гранодиоритового состава (автолиты).

Гранофировые граниты состоят из плагиоклаза $An_{_{28-26}}$ с упорядоченностью $\delta_{_{HK}}=0.5$, которые окружены кварц-полевошпатовыми сростками, содержащими 41-46% кварца.

Калинатровый полевой шпат образует небольшие зерна и микропегматитовые срастания с кварцем. Он содержит 40-43% альбитовой составляющей, степень упорядоченности $\delta_p = 0.2-0.4$, триклинности $\Delta p = 0.37$, угол оптических осей 52-62° ($\delta_0 = 0.2-0.45$); $\Delta v = 104-105$.

Магнетит присутствует в количестве до 3300 г/т. Он содержит тонкие пластинки ильменита в количестве 8% от площади зерен и дендритовидные

выделения гематита, представляющие, вероятно, продукты распада первоначально гомогенных кристаллов, что отличает их от магнетитов гранитов центральных частей массива. В качестве других акцессорных минералов наблюдаются касситерит, ильменит, апатит (до 0.5 г/т), спорадически – сфен, рутил, сульфиды.

В средней части южного тела гранитов среди гранофировых разностей встречена зона полосчатых гранитов, описание которой приведено ниже в главе 4.

Аплито-пегматитовые тела

В центральной и северной частях южного поля гранитов широко развиты жильные тела аплито-пегматитов и аплитовидных гранитов, полого залегающие (∠10-30°), мощностью от нескольких сантиметров до 0.5 м. Иногда встречается несколько сближенных тел общей мощностью до 1 м и более (рис. 9). Верхний контакт этих дайковых тел чаще всего резкий, нижний – постепенный. В большинстве случаев аллито-пегматитовые тела сопровождаются зонами обогащения темноцветными минералами, которые приурочены к лежачему контакту этих тел или к вмещающим гранитам и точно следуют вдоль контакта.



Рис. 9. Строение участка аплитопегматитового тела в южном поле гранитов Опричненского массива.

 плагиоклаз-биотит-роговообманковая часть тела, 2 – калишпатовая часть тела, 3 – кварц-калишпатовая часть тела, 4 – места отбора образцов и шлифов.

Отмечено изменение минералогического состава жильного тела по вертикали. В верхней части кристаллизуются породы с кварц- калишпатовыми пегматоидными срастаниями и редким биотитом (обр. В-302-1, В-302-2). Книзу они сменяются плагиоклаз (An_{18})-калишпат-биотитовыми (обр. В-302-3), а затем плагиоклаз-биотит-роговообманковыми с небольшим количеством КПШІ (обр. В-302-4). Количество кварца в кварц-калишпатовых пегматитовых сростках в верхней (обр.

В-302) и нижней (обр. В-302а) частях аплито-пегматитовой зоны различно и составляет 39 и 43 об.% соответственно. Доля альбитовой составляющей в калинатровом полевом шпате из пегматитов подобных аплито-пегматитовых тел составляет 32%, $2V_{Np}$ ~54-56°, $\delta_p = 0.1$, $\Delta v = 104$. Следует отметить, что КПШ этих пород значительно беднее альбитовой составляющей, чем калинатровые полевые шпаты из других разновидностей гранитоидов Опричненского массива.

Плагиоклаз из аплито-пегматитовых зон имеет более низкую упорядоченность ($\delta_{\mu\kappa} = 0.5$), чем плагиоклаз вмещающего гранита ($\delta_{\mu\kappa} = 0.6$). Железистость биотита (62%) из аплито-пегматитового тела ниже, а роговой обманки (54%) выше, чем во вмещающих гранитах.

Гранодиоритовые включения

В краевых фациях гранитов повсеместно встречаются округлые включения пород более основного состава, чем вмещающие их граниты – автолиты. Они имеют шаровую, иногда эллипсоидальную форму (рис. 10), значительно реже более сложные очертания. Наиболее распространены автолиты размером от 15-20 до 40-50 см, но встречаются как более мелкие, так и более крупные (до 1.5 м в диаметре). Как указывалось выше, гранодиоритовые включения в значительной своей части приурочены к аплитовидным гранитам и залегают в виде линз и горизонтов. В береговых обрывах иногда прослеживается по нескольку таких горизонтов (т. 220, 233, 242). Часть



включений обладает хорошо выраженной концентрической краевые зональностью: части отличаются большей мелкозернистостью. На контакте с вмещающими породами кристаллы плагиоклаза включений ориентированы параллельно контакту. Состав шлиров варьирует от гранодиоритов до гранитов, отличаясь от вмещающих гранитов составом минералов, ИХ количественными COOTношениями (табл. 6) и своеобразием структур наличием призматическизернистой

Рис. 10. Граниты с гранодиоритовыми включениями (автолитами). Опричненский массив, береговой обрыв. Фотография автора. (обр. В-220-в, л₃, 231м, 244, 314, 317-1, 318-1) и сферолитовой структур (обр. В-2160). В гранодиоритовых включениях всех типов, кроме сферолитовых, плагиоклаз составляет 60-70% от объема породы. Он образует мелкие резко зональные кристаллы и гломеропорфировые сростки An₄₀ до An₅₀ в ядрах и An₇₋₁₀ в краевых зонах. Центральные части мелких кристаллов, находящихся в кварц-калишпатовой массе, имеют составы An₂₅₋₂₆ и An₃₃₋₃₆.

В некоторых обнажениях отмечены случаи, когда включения соприкасаются друг с другом. При этом более мелкозернистые включения являются более поздними, срезающими контакты с гранитами более среднезернистых включений (рис. 11). Состав плагиоклазов более раннего включения $An_{49-52} - An_{29-35} - An_{16}$. Плагиоклаз состава 29-35% An образует также многочисленные самостоятельные выделения. Центральные части плагиоклазов более позднего включения содержат 35-40% An, которые обрастают тонкими полосками An_{25} и An_{20} (последний частично корродирует более основные разности), а затем широкой каймой An_{12} . Ядра зональных кристаллов (ИУ = 0-30) и краевые зоны (ИУ = 60) плагиоклазов включений являются малоупорядоченными в отличие от плагиоклазов гранитов.



Рис. 11. Взаимоотношение разновременных включений. Опричненский массив.

 поздний мелкозернистый автолит с ориентировкой кристаллов плагиоклаза вдоль контакта; 2 – ранний автолит (более среднезернистый);
гранитная «шапка» над ранним автолитом; 4 – вмещающий включения гранофировый гранит; 5 – места отбора образцов и шлифов.

Калинатровый полевой ипат в гранодиоритовых включениях образует ксеноморфные зерна с пертитами

распада, заполняющие совместно с кварцем интерстиции между кристаллами плагиоклаза. Во включениях сферолитовой структуры калинатровый полевой шпат образует с кварцем сростки, содержащие 40% кварца. КПШ представлен высоким ортоклаз-криптопертитом с углом оптических осей 49-58°, с упорядоченностью $\delta_p = 0.05$, одним четким пиком в области $2\theta = 30^\circ$ ($\Delta_p = 0.0$) и высоким содержаниеми альбитовой составляющей ($Or_{51}Ab_{49}$). Калиевая фаза содержит в твердом растворе до 12% альбитовой составляющей. Кроме самостоятельных кристаллов, КПШ образует субрентгеновские антипер-

титы в плагиоклазах, устанавливаемые по появлению отражения ($\overline{2}$ 01) Ог на дифрактограммах плагиоклазов (обр. В-317-1). Они представлены нераспавшимся гомогенным КПШ низкой упорядоченности ($\delta_p = 0.1-0.2$) с содержанием альбитового компонента в твердом растворе 40-48%.

Роговая обманка включений часто зональная, буровато-зеленоватая (f = 58-70%), иногда замещается биотитом, а в постмагматическую стадию – хлоритом со сфеном.

Биотит образует крупные удлиненные кристаллы, рассекающие все другие минералы шлиров. Плеохроирует от зеленовато-коричневого по Ng до желтого по Np, f = 77% (табл. 4, обр. В-220-в; В-317), замещается хлоритом.

Магнетит наблюдается в виде изометричных кристаллов со структурами распада, но ильменитовые пластинки тоньше и количество их немного меньше, чем в магнетитах гранитов.

По набору акцессорных минералов включения не отличаются от гранофировых гранитов. В них наблюдаются апатит, циркон, касситерит, пирит, спорадически - турмалин. В обр. В-245г встречено золото в виде дендритовидных кристаллов размером 0.012 х 0.010 мм состава Au₉₅Ag₅. Вопросы генезиса гранодиоритовых включений рассматриваются ниже в 5 главе.

2.1.2. Бринеровский массив

Бринеровский (известный также под названием Береговой, Прибрежный) интрузив расположен на берегу Японского моря к югу от устья реки Рудная (Тетюхе) и мыса Бринера, обнажаясь в морских обрывах и бортовых скалах ключей Быстрый и Безымянный, простирается на 3.5 км почти до мыса Черная Скала (рис. 12).

Бринеровский массив представляет собой многофазное лакколитообразное тело, сложенное диоритами и кварцевыми диоритами (56 мас.% SiO₂), гранодиоритами (63-66% SiO₂) и турмалиновыми гранитами (72-74% SiO₂). Интрузив полого погружается в сторону континента под вулканогенные породы, которые он прорывает и ороговиковывает. По данным Б.В. Кузнецова и др., проводивших поисково-съемочные работы в 1962-65 гг. на территории массива, возраст гранодиоритов, определенный К-Аг методом Н.И. Полевой (ВСЕГЕИ) – 88 млн. лет, а турмалиновых гранитов – 65 и 62 млн. лет (В.В. Раткин), 59 и 52 млн. лет (Ю.И. Пустов) – табл. 2.

Гранодиориты

Большая часть площади массива сложена очень неоднородными гранодиоритами, содержащими крупные (2-3 х 30 м) блоки (останцы ранней фазы?) и округлые мелкие (0.2-0.5 м) включения мелкозернистых кварцеводиоритовых или диоритовых пород. В центральной части массива гранодиориты представлены слабо порфировидными средне- и крупнозернистыми породами массивной текстуры (точки 1473, 1474, 1607; рис. 12).



Рис. 12. Геологическая карта Бринеровского массива с врезками фотографий и зарисовок объектов расслоенных гранитоидов. Составлена Б.В. Кузнецовым и др., (1962-63 гг.) с добавлениями автора.

1 – граниты, 2 – гранодиориты, 3 – кварцевые порфиры, 4 –андезиты, 5 – вторичные кварциты, 6 – контактовые роговики, 7 – граница береговых обрывов, 8 – границы между породами, 9 – места отбора образцов, 10 – Рн₂о при кристаллизации гранитов и гранодиоритов (по содержанию кварца в Q-Fsp сростках).

В приконтактовых и прикровлевых частях гранодиориты сменяются резко порфировидными разностями с мелкозернистой основной массой, содержащей участки микропегматитовых и гранофировых структур. По мере приближения к контактам и кровле площадь участков гранофировых структур постепенно увеличивается до полного преобладания их в основной массе и сами гранофиры становятся все более тонкозернистыми (точки 1617, 1618). В южной части поля гранодиоритов, в значительной мере затронутой процессами гидротермального изменения, гранофировые сростки в основной массе занимают очень незначительный процент, располагаясь в некоторых интерстициях между плагиоклазами.

Необходимо также отметить, что гранодиориты с основной массой, преобладающе гранофировой структуры, имеют розоватый оттенок, в отличие от серых гранодиоритов с основной массой гипидиоморфнозернистой структуры.

Гранодиориты на северо-востоке прорваны гранофировыми турмалинсодержащими гранитами. Непосредственный контакт их виден в верхней части морских обрывов (т. 1605) и в некоторых глыбах на берегу, что позволяет изучить характер изменения гранодиоритов под действием гранитных расплавов. Обычно изменения затрагивают только основную массу породы – она превращена в Q-P1-Fsp-Bi-Mt роговик, тогда как порфировидные выделения, представленные плагиоклазами, чаще всего изменениями не затронуты. Гранодиориты во многих местах прорывают вмещающие эффузивы, непосредственный контакт их можно наблюдать в верхней части береговых скал на высоте 40-50 м над пляжем (точка 1605; рис. 13).



Рис. 13. Вертикальный разрез прикровлевой части Бринеровского массива по одной из расселин, перпендикулярно линии берега моря (точки 1605, 1606).

турмалиновые граниты, 2 – гранофировые гранодиориты, 3 – липарит-дациты кровли, 4 – делювий,
изолинии Р_{H20} согласно составу гранофиров. Серия частых линий 0.1-0.5 кбар – зона ритмичного гранофираплитового расслоения в турмалиновых гранитах.

Гранодиориты вблизи контакта становятся резкопорфировидными с мелкозернистой основной массой гранофирой структуры. Дацит-липариты вбли-

зи контакта (в 5-10 см) превращены в массивные тонкозернистые роговики Q-P1-Fsp-Bi-Mt состава. Вкрапленники кварца и полевого шпата изменениям не подвергнуты (шл. 1605-6, 1605). Гранодиориты сложены плагиоклазом (40-60 об.%), роговой обманкой (15-20%), кварцем (8-20%), калишпатом (5-20%) и акцессорными (апатит, циркон, магнетит, сфен, ортит) – до 2%.

Химические составы гранодиоритов и кварцевых диоритов свидетельствуют о том, что они обладают нормальными для этой группы пород петрохимическими характеристиками (обр. В-1472, 1472-а, 1472-ж, 1603, 1608; табл. 7).

Окислы	B- 1472	B- 1472a	В- 1472ж	B- 14723	B- 1475a	В- 1475б	B- 1477a	B- 1602	B- 1603	B- 1613
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	66.10	59.10	65.60	76.70	72.50	71.70	71.30	74.06	58.17	62.56
TiO ₂	0.55	0.84	0.51	0.07	0.24	0.30	0.27	0.31	0.75	0.78
Al ₂ O ₃	14.85	16.97	14.91	12.86	13.42	13.52	13.26	12.90	16.53	16.62
Fe ₂ O ₃	3.23	3.41	2.20	0.56	1.68	1.49	1.64	1.55	3.85	2.59
FeO	1.25	3.54	1.96	0.92	0.33	1.08	1.21	0.77	3.77	2.07
MnO	0.06	0.10	0.17	0.05	0.06	0.12	0.12	0.01	0.14	0.10
MgO	2.61	3.80	2.56	0.24	1.07	0.47	1.21	0.45	3.80	2.63
CaO	4.28	5.73	4.99	0.22	1.80	1.43	1.70	1.09	6.47	2.19
Na ₂ O	2.75	2.89	3.07	2.52	2.52	3.13	2.70	3.18	2.71	4.25
K ₂ O	2.88	1.76	2.58	4.80	4.24	4.98	4.99	3.58	1.50	2.45
P ₂ O ₅	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	0.04	0.30	0.26
H ₂ O ⁻	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
П.П.П.	1.26	1.69	1.19	0.98	1.65	1.33	1.13	1.90	1.57	3.46
Сумма	99.82	99.83	99.74	99.92	99.51	99.55	99.53	99.84	99.56	99.96

Таблица 7. Химический состав (мас. %) пород Бринеровского интрузива

Примечание: 1, 3, 10 – гранодиориты; 2, 9 – микродиоритовые включения в гранодиоритах; 4 - 8 – граниты.

Аналитики: Грицай Р.Н., Бабаева Ю.С., Авдевнина Л.А.

Порфировидные выделения в гранодиоритах представлены плагиоклазом, образующим крупные гломеросростки (до 3-5 мм в диаметре). Центральные части сростков имеют наиболее основной состав An₇₅₋₆₆. Они корродированны следующими зонами с неправильно-ритмичной зональностью состава An₆₀₋₆₅₋₅₆ и An₅₇₋₅₂ (рис. 14). Неправильно-ритмичная зона свидетельствует о нестабиль-



ности условий в процессе ее кристаллизации и, вероятно, формировалась в период перемещения расплава с одного глубинного уровня на другой.

Следующий этап кристаллизации представлен широкими таблицами полисинтетически сдвойникованного An₄₄₋₄₀, которые корродируются

Рис. 14. Характер зональности кристаллов плагиоклазов в гломеросростках.

А, В – из гранодиоритов (обр. В-1472), Б – из гранитов (обр. В-1476-а).
зонами последующего этапа An₃₅₋₂₆₋₂₂. В средних частях многих кристаллов плагиоклазов присутствует 2-3 зоны, сплошь насыщенные расплавными, газово-жидкими и комбинированными включениями (обр. В-1472; рис. 14, А). Основность зон, насыщенных включениями, ниже, чем без них.

Единичные кристаллы плагиоклаза основной массы гранодиоритов имеют состав An₆₀ до An₃₈₋₄₀. Они не столь резко зональны и полисинтетически сдвойникованы.

Калинатровый полевой шпат гранодиоритов образует ксенокристаллы в основной массе совместно с кварцем, биотитом и кислым плагиоклазом (An₃₀₋₃₈), а в приконтактовых фациях – пегматитовые и гранофировые сростки с кварцем. КПШ содержит 10-14 мол.% альбитовой составляющей и не имеет пертитов распада.

Темноцветные минералы гранодиоритов представлены роговой обманкой ($f_{oбщ.} = 38-54\%$), биотитом ($f_{oбщ.} = 28-29\%$ и содержанием MgO = до 17.6% мас.), магнетитом (табл. 8). На автометасоматической стадии роговые обманки замещаются волокнистым минералом – пумпеллиитом (обр. В-1479, В-1472-а).

Включения микродиоритов в гранодиоритах

Гранодиориты содержат включения более мелкозернистых пород округлой формы, размер которых колеблется от десятков сантиметров до 2-3 метров. В береговых обнажениях, к югу от устья ключа Быстрый, наблюдаются очень крупные включения микродиоритов, от 2-3 до 30 м (рис. 15), которые, однако, имеют такие же состав и структуру, что и более мелкие образования подобного



типа. К югу, северу и западу от устья ключа Быстрый количество и размер микродиоритовых включений уменьшается. Предыдущие исследователи (Кузнецов идр., 1962-65; идр.) считали их ксенолитами пород ранней фазы.

Микродиориты включений представляют собой мелкозернистые породы массивной текстуры. В качестве порфировидных выделе-

Рис. 15. Зарисовка морского берегового обнажении гранодиоритов (1) с включениями микродиоритов (2) (первые скалы к югу от устья кл. Быстрый). 3 – места отбора образцов. ний они содержат плагиоклаз (единичные крупные кристаллы и гломеросростки, аналогичные таковым вмещающих их гранодиоритов), и реже, амфибол.

Основная масса мелкозернистая, имеет призматическизернистую структуру и сложена плагиоклазом (53-61%), амфиболом (15-21%), биотитом (2-8%), кварцем (16-20%), калишпатом (0-3%) и магнетитом, апатитом, сфеном, ортитом (до 5%).

Плагиоклаз порфировидных выделений и гломеросростков имеет состав An₇₀₋₇₆, основной массы – An₆₀₋₆₃ Калинатровый полевой шпат, присутствующий в небольших количествах в форме мелких ксенокристаллов, гомогенен и содержит в твердом растворе до 5 мол.% альбитового компонента (обр. В-1472а). Химический состав микродиоритовых включений показан в табл. 7 (обр. В-1472г, В-1603).

Граниты

Северо-восточная часть Бринеровского массива сложена гранитами, которые являются завершающей фазой формирования массива. Граниты прорывают гранодиориты и кислые эффузивы, ороговиковывая их на незначительном расстоянии. Контакт гранитов с вмещающими породами резкий с апофизами, отходящими в эффузивы.

Граниты являются порфировидными лейкократовыми породами, имеющими аплитовую, с участками гранофировой, или гранофировую структуру основной массы. В приконтактовой части массива участки гранофировой структуры образуют прослои или зоны мощностью 10-15 см, прослеживающиеся на протяжении сотен метров и простирающиеся параллельно контакту лакколита. Гранофировые слои разделяются зонами гранитов, преимущественно аплитовой структуры, мощностью 100-110 см. В береговых обрывах насчитывается до 10-14 таких слоев. Гранофировые слои особенно хорошо становятся заметными при косом вечернем освещении (рис. 16). Механизм их образования рассматривается ниже в 6 главе.

Другая характерная особенность гранитов Бринеровского массива – присутствие турмалина, образующего мелкую вкрапленность, прожилки, гнезда, а иногда турмалиновые «солнца» размером от 0.5 до 3-5 см в диаметре. Цвет турмалина черный. По составу он является шерлом с примесью дравитового компонента [Валуй, Стрижкова, 1997].

Порфировидные выделения гранитов представлены **плагиоклазом**, образующим сложные гломеросростки зональных кристаллов состава от $An_{58-54} - An_{48-38}$ до An_{28-18} (рис. 14, Б). Единичные слабозональные кристаллы плагиоклаза, встречающиеся в основной массе с кварцем и калинатровым полевым шпатом, имеют состав $An_{30-24-20}$. **Калинатровый полевой шпат** имеет $2V_{Np} = 54-60^{\circ}$, содержит в твердом растворе 7-10 мол. % альбитовой составляющей и является ортоклазом с $\Delta p = 0$ и $\Delta Z = 0.56$.

39



Рис. 16. Ритмичное расслоение в гранофировых гранитах Бринеровского массива.

Фотография береговых скал севернее устья кл. Быстрого.

Темноцветные минералы гранитов образуют гнездообразные скопления совместно с апатитом; их количество не превышает 1.5-2 об. %. Они представлены, помимо турмалина, зернами магнетита и редкими мелкими чешуйками биотита, плеохроирующими от светло-желтого до желто-коричневого цвета, ассоциирующими с кварцем и калинатровым полешпатом. Приуроченность вым биотита к позднемагматической ассоциации кварц-калинатровый полевой шпат свидетельствует о его образовании на поздних этапах кристаллизации расплава.

Химические анализы биотита из гранитов показывают их высокую магнезиальность, так же как и в гранодиоритах (табл. 8), которая объясняется своеобразной эволюцией флюидного режима на заключительной стадии кристаллизации [Валуй и др., 1991].

Содержание SiO₂ в них колеблется в пределах 71-74% массы. В зоне ритмичного расслоения (точка 1476) петрохимические параметры гранитов меняются.

2.1.3. Владимирский массив

Владимирский массив занимает обширную площадь (около 300 км³) вокруг залива Владимир (рис. 17). Протяженность его с севера на юг по берегу Японского моря более 22 км при ширине 16-18 км.

Владимирский массив и прилегающую территорию изучали в 1952-1955 гг. Р.И. Соколов, А.И. Жамойда, С.А. Музылев, Б.И. Папушис, Н.С. Подгорная и другие при проведении геологической съемки и поисков в Кавалеровском и Ольгинском районах. Породы массива описаны М.А. Фаворской [1956], исследовавшей в течение многих лет молодой магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня.

В составе пород интрузива наблюдаются гранодиориты, крупнозернистые граниты и среднезернистые аплитовидные граниты. Между отдельными

	B-1472	B-1609	B-1476a	В-1476 г ₁	В-1476г,	B-1477a	В-1476к	B-1476y
ОКИСЛЫ	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO	39.12	38.82	41.62	39.75	39.24	37.72	39.40	41.66
TiO	4.69	5.13	2.09	2.04	2.47	4.67	2.63	1.80
Al ₂ O ₃	13.14	13.61	11.71	12.68	12.26	13.24	13.24	12.13
FeO	12.70	12.05	8.51	10.65	10.93	9.36	10.58	8.45
MnO	0.40	0.22	0.18	0.32	0.36	0.38	0.36	0.35
MgO	17.66	17.19	21.09	19.82	20.22	18.89	18.60	21.46
CaO	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02
Na ₂ O	0.19	0.21	0.25	0.17	0.22	0.24	0.22	0.16
K,O	9.47	10.38	10.24	10.42	10.54	9.43	10.35	10.25
F	1.07	1.18	4.36	4.82	4.66	2.32	3.73	4.21
Cl	0.18	0.24	0.17	0.14	0.14	0.16	0.14	0.13
Сумма	98.64	99.05	100.24	100.81	101.05	96.44	99.26	100.63
Si	2.870	2.872	3.044	2.931	2.887	2.835	2.938	3.017
Al	1.130	1.127	0.955	1.069	1.063	1.165	1.061	0.983
AI	0.063	0.059	0.054	0.032	0.000	0.077	0.102	0.052
Ti	0.259	0.285	0.115	0.113	0.137	0.264	0.147	0.098
Fe	0.779	0.746	0.521	0.657	0.672	0.588	0.660	0.512
Mn	0.025	0.013	0.011	0.020	0.024	0.024	0.023	0.021
Mg	1.931	1.896	2.299	2.178	2.217	2.116	2.067	2.316
Ca	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Na	0.027	0.030	0.035	0.024	0.031	0.035	0.032	0.022
К	0.886	0.980	0.955	0.980	0.989	0.904	0.985	0.947
F	0.248	0.276	1.009	1.124	1.084	0.551	0.880	0.964
Cl	0.022	0.030	0.021	0.017	0,017	0.020	0.017	0.016
OH	1.729	1.694	0.970	0.859	0.898	1.428	1.102	1.020
Гобщ.	28.7	28.2	18.5	23.1	233	21.7	24.2	18.1
L	17.6	17.7	14.7	16.3	15.5	18.3	17.0	15.0

Таблица 8. Состав биотитов ранней (1, 2) и поздней (3-8) фаз Бринеровского массива

Примечание: L = Al/(Al+Si+Fe+Mg) – глиноземистость биотита. Foбщ. = (Fe₂O₃ + FeO)/(Fe₂O₃ + FeO + MgO) – железистость биотита. Аналитик: Кирюхина H.A.

разностями пород устанавливаются, как правило, рвущие контакты.

Гранодиориты слагают в основном северную, крупнозернистые граниты – центральную и южную части массива. Аплитовидные граниты встречаются в южной части массива, где они прорывают крупнозернистые граниты на участке побережья между мысами Баратынского и Собора (точка 729; рис. 17, 18). Граниты и гранодиориты содержат округлые включения мелкозернистых пород гранодиоритового состава, равномерно рассеянных в теле массива или образующих линзообразные скопления в некоторых частях его (точки 452, 476 и др.; рис. 19).

В районе мыса Баратынского в гранитах наблюдается мощное полого залегающее тело ритмично-полосчатых гранодиоритов (рис. 20) и серия аплито-пегматитовых тел, обогащенных гнездами темноцветных минералов.



Рис. 17. Геологическая карта Владимирского массива с врезками фотографий и зарисовок объектов расслоенных гранитоидов. Составлена с использованием материалов Р.И. Соколова и др. (1954-55 гг.).

1 – гранодиориты; 2 – крупнозернистые граниты; 3 – аплитовидные граниты; 4 – ритмично-полосчатые гранодиориты; 5 – участки скопления гранодиоритовых включений; 6 – ороговикованные осадочные породы; 7 – порфириты; 8 – кварцевые порфиры.



Рис. 18. Контакт гранитов крупнозернистых (1) с аплитовидными (2) – т. 729, Владимирский массив, бухта Опасная; 3 – гнезда пегматитов, 4 – гнезда и зоны темноцветных минералов, 5 – места отбора образцов и шлифов.



Рис. 19. Ориентировка включений (2) в гранодиоритах (1), т. 452. Владимирский массив.

Схематичная зарисовка вертикальной стенки (северо-западный берег Южной бухты залива Владимир).



Рис. 20. Ритмично-полосчатое тело гранодиоритов в крупнозернистых гранитах. Владимирский массив (южнее мыса Баратынского).

Фотографии береговых скал.

Гранодиориты прорваны многочисленными дайками мелкозернистых гранитов, аплитов, липаритов, фельзитов, гранит- и гранодиорит-порфиров, диоритов и диабазовых порфиритов.

Наиболее широко распространены дайки В северо-восточной краевой части массива - между пос. Веселый Яр и полуостровом Балюзек (рис. 21). Характерная особенность массива _ обилие крупных ксенолитов палеозойских осадочных и туфогенных пород, являющихся, вероятно, остатками кровли. Наличие их свидетельствует о небольшой глубине эрозионного среза.



Рис. 21. Взаимоотношение даек разного состава, прорывающих граниты (т. 419). Северный берег залива Владимир:

1,2-ранние и 3-поздние дайки диоритовых порфиритов; 4 – зона термального воздействия основных даек на граниты; 5 – граниты, 6 – полевошпатовый порфир с зоной закалки около ксенолита; 7 – места обора образцов.

Контакты массива с вмещающими породами наблюдаются на севере массива, на правом берегу р. Тумановки, вблизи устья р. Мокруши. Толщи карбоновых и пермских песчаников с прослоями алевролитов, кремнистых и глинистых сланцев и известняков превращены вблизи контакта в роговики и скарны.

На северном берегу залива Владимир (между поселками Веселый Яр и Балюзек) виден контакт гранитов с крупным ксенолитом (т. 408, 425-430), который обнажен в виде трех разобщенных гранитами выходов. Ширина выхода ксенолита в т. 427-430 около 200 м. Контакты с гранитами четкие, крутопадающие. Ксенолит пронизан жилками аплитов, пегматоидных гранитов и зонами гранитизации. Он сложен толщей эффузивно-осадочных пород разного состава, разгнейсованных и превращенных в кварц-КПШ-плагиоклаз (An₂₈₋₃₂)-биотитовые, кварц-КПШ-плагиоклаз (An₂₄₋₂₅)-биотит-андалузитовые, кварц-полевошпат-биотит-мусковитовые и кварц-КПШ-плагиоклаз (An₂₈₋₃₂)-биотит-гранатовые роговики гранолепидобластовой структуры. Зернистость роговиков уменьшается при удалении от контакта с гранитами. В роговиках, образованных по эффузивным или дайковым породам, ороговикованию подвергается только основная масса, а вкрапленники кварца и плагиоклаза (An₃₅ до An₁₂) обычно сохраняются без изменения.

Отсутствие четких и определенных контактов с вмещающими породами приводит различных авторов к неоднозначному выводу о возрасте Владимирского массива. Р.И. Соколов, П.О. Подгорная, Б.И. Папушис, А.И. Жамойда и другие считали массив дотретичным, основываясь на следующих фактах: 1) достоверно эруптивный контакт гранитов имеется лишь с палеозойскими породами; 2) обломки гранитов встречаются в составе палеоценовых туфов, развитых на полуострове Норд-Ост; 3) на размытой поверхности гранитов в верховье р. Мокруши залегают порфиритовые туфы, аналогичные туфам мыса Собора, которые Р.И. Соколов и другие относили условно к верхам мела. М.А. Фаворская [1956] считала Владимирский массив палеоценовым. Данные калий-аргонового анализа, приводимые Р.И. Соколовым и др. (1954-1955 гг.), В.А. Баскиной и М.А. Фаворской [1969] и полученные автором, свидетельствуют о мел-палеогеновом возрасте Владимирского массива: крупнозернистые граниты и гранодиориты массива формировались в интервале 61-68 млн. лет (поздний мел-палеоцен); аплитовидные граниты южной части массива в районе бухты Опасная – 44-58 млн. лет (палеоценэоцен), а дайки розовых гранитов мыса Рудановского (обр. В-462а) и гранодиорит-порфиров полуострова Балюзек (обр. В-406а), прорывающих граниты – 37 млн. лет (эоцен-олигоцен). U-Pb метод по цирконам дает для гранитов северной и южной частей массива – 70 млн. лет (Вог-Мing Jahn, табл. 2).

Гранодиориты

Гранодиориты, слагающие в основном северо-западную краевую часть массива, обнажаются на западном побережье залива Владимир и небольшом участке к югу от мыса Четырех Скал. В т. 435 и 490 гранодиориты прорваны крупнозернистыми гранитами. В точке 490 контакт пологий, азимут падения $310^{\circ} \angle 20-25^{\circ}$. Вдоль самого контакта проходит, иногда удаляясь в граниты и гранодиориты, полоска плагиоклаз (An₃₂₋₁₈) – кварцевого состава призматически-зернистой структуры мощностью 3-5 см.

В точке 435 контакт гранодиоритов и гранитов четкий, крутой, азимут падения 25° \angle 70°. Вдоль контакта проходит дайка крупнозернистых гранитов, которая отсекает от гранодиоритов плитообразный блок такой же мощности, что и сама дайка.

На полуострове, разделяющем бухты Средняя и Норд-Ост, гранодиориты представлены сильно калишпатизированными разностями и пересечены большим количеством даек гранитов, аплитов, флюидальных кварцевых порфиров мощностью от 10 см до 2 м и содержат зоны, обогащенные темноцветными минералами.

Гранодиориты – светло-серые среднезернистые породы массивной текстуры. Структура породы характеризуется сочетанием среднезернистых участков, сложенных плагиоклазом, с мелкозернистыми, состоящими из мелких кристаллов плагиоклаза, роговой обманки, биотита и магнетита. Кварц и калинатровый полевой шпат заполняют интерстиции между другими минералами (табл. 9; обр. В-189-10, В-431 и др.).

Плагиоклаз гранодиоритов образует резкозональные порфировидные выделения и гломерозернистые сростки размером до 4x3 мм, состав которых An_{45-40} в центре и An_{20-18} в краевых частях кристаллов. Мелкие кристаллы плагиоклазов, ассоциирующие с темноцветными минералами и кварцем, более кислые по составу: $An_{30-26} - An_{16}$. Структурное состояние плагиоклазов промежуточное ($\delta_{44} = 0.5$).

Калинатровый полевой шпат в гранодиоритах образует крупные (до 2-3 мм в диаметре) кристаллы состава Or₆₇Ab₃₃ с веретенообразными

45

Компо-	431	435	492	436	561	714	720	703	7096	710	431a	718	709
ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	66.18	65.74	69.88	73.45	70.80	71.90	72.58	74.22	75.02	74.58	57.40	67.90	67.98
TiO ₂	0.90	0.67	0.43	0.30	0.43	0.33	0.36	0.34	0.42	00.29	0.80	0.49	0.64
Al ₂ O ₃	15.11	15.37	14.58	13.71	14.01	13.52	14.31	13.25	12.98	12.99	16.43	15.11	14.58
Fe ₂ O ₃	1.38	0.46	0.90	0.86	0.66	1.48	0.94	0.50	1.26	0.78	2.06	0.93	2.33
FeO	2.76	3.50	1.66	1.62	2.30	1.61	1.53	0.74	0.90	1.68	4.78	3.04	2.51
MnO	0.05	0.05	0.04	0.09	0.06	0.06	0.12	0.06	0.05	0.11	0.02	0.10	0.13
MgO	1.43	1.90	1.43	1.61	0.30	0.83	0.86	0.48	0.10	0.76	3.80	0.83	1.13
CaO	3.59	3.33	2.93	1.85	3.21	3.20	2.12	1.46	1.15	1.72	5.32	3.02	2.88
K ₂ O	3.54	3.27	3.94	2.61	3.38	3.53	2.73	4.15	4.48	3.00	1.68	3.97	2.28
Na ₂ O	3.71	4.16	4.00	2.69	3.92	3.12	3.24	3.43	3.12	2.64	5.26	3.76	3. 97
P_2O_5	0.29	0.29	0.18	0.07	0.01	0.01	0.36	0.02	0.01	0.40	0.28	0.01	0.01
H ₂ O ⁻	0.20	0.24	0.25	0.05	0.09	0.16	0.12	0.38	сл.	0.06	0.29	0.45	сл.
П.П.П.	0.88	0.22	0.54	_	0.70	0.52	0.41	0.74	0.55	0.56	1.81	0.14	1.32
Сумма	99.53	99.47	100.11	99.92	99.86	100.26	99.51	99.37	100.03	99.51	99.36	99.74	99.75

Таблица 9. Химический состав пород Владимирского массива (% мас.)

Примечание: Гранодиориты: (1-3); крупнозернистые граниты: (4-7); аплитовидные граниты: (8-10); гранодиоритовые включения: 11-13 (11 – из гранодиорита, 12 – из гранита, 13 – из аплитовидного гранита).

Аналитики: Бахарева Г.А., Макарова Г.И.

и тонкопрожилковыми пертитами распада, около которых иногда появляется микроклиновая решетка. Угол оптических осей колеблется от 44 до 58°, $\delta_{1} = 0.36$, что позволяет относить их к высокому – промежуточному ортоклазу.

Роговая обманка встречается в виде мелких (0.15-0.20 мм) буро-зеленых сдвойникованных кристаллов (f = 50-52%, L = 0.11-0.25), ассоциирующих с плагиоклазом, магнетитом и апатитом. Вблизи контакта с гранитами буро-зеленая роговая обманка замещается голубовато-зеленой (табл. 10).

Биотит, представленный пластинчатыми кристаллами размером до 0.8 мм, плеохроирует от темно-коричневого по Ng до желтого по Np. Ng \sim Np = 1.652-1.656 (обр. В-490д, 476в); f = 47-50 мол. %; L = 0.18-0.19 (обр. В-458) – табл. 11.

У контакта с гранитами в гранодиоритах появляется пироксен, который замещается буро-зеленой роговой обманкой.

Крупнозернистые граниты

Граниты – порфировидные розовато-серые породы, сложенные плагиоклазом (30%), калинатровым полевым шпатом (30-35%), кварцем (до 30%). Темноцветные представлены в основном биотитом, иногда роговой обманкой, составляющими вместе с магнетитом, ортитом, сфеном не более 10% (табл. 10; обр. В-507, 561 и др.). Структура породы обычно крупно-

Компо-	B-475	B-494	B-496	B-720	В-621 к	B-658a	B-761	В-783т
ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	44.67	43.50	45.80	45.03	43.57	45.52	40.70	43.48
TiO ₂	1.58	3.63	2.53	1.44	1.60	1.68	2.57	2.04
A1 ₂ O ₃	8.27	7.11	6.58	8.52	8.57	7.28	9.05	7.90
Fe ₂ O ₃	4.60	6.14	2.78	2.75	4.39	4.12	7.37	3.05
FeO	13.39	10.59	12.63	13.09	14.01	11.10	15.20	18.64
MnO	1.23	1.45	1.05	1.00	0.97	0.75	1.18	0.92
MgO	9.62	10.93	12.03	11.15	11.31	13.44	8.26	7.38
CaO	10,96	12.56	12.23	11.15	10.07	10.89	11.42	10.05
Na ₂ O	1.23	1.19	0.82	1.30	0.91	0.64	1.46	1.05
K ₂ O	1.06	0.53	0.21	0.62	1.42	1.38	0.74	1.92
P_2O_5	0.48	не опр.	0.62	1.08	0.46	0.59	не опр.	0.21
H_2O^+	2.50	1.89	1.70	0.08	1.85	1.63	1.70	не опр.
H ₂ O ⁻	0.25	0.20	0.70	2.22	0.28	не опр.	0.40	не опр.
F	0.15	не опр.	0.34	0.46	0.71	0.58	не опр.	1.16
Σ	99.99	99.72	100.02	99.89	100.12	99.60	100.05	97.80
Si	6.772	6.527	6.858	6.796	6.602	6.779	6.252	6.752
Ti	0.180	0. 410	0.285	0.163	0.182	0.188	0.297	0.238
A1 ^{IV}	1.228	1.257	1.142	1.204	1.398	1.221	1.638	1.248
Al ^{VI}	0.249	0.000	0.020	0.311	0.132	0.056	0.000	0.198
Fe ³⁺	0.525	0.693	0.313	0.312	0.501	0.462	0.852	0.356
Fe ²⁺	1.697	1.329	1.582	1.652	1.775	1.382	1.952	2.421
Mn	0.158	0.184	0.133	0.128	0.124	0.095	0.154	0.121
Mg	2.174	2.445	2.704	2.583	2.824	3.150	1.928	1.752
Ca	1.657	2.038	1.805	1.527	1.517	1.589	1.879	1.617
Na	0.361	0.346	0.238	0.380	0.417	0.398	0.435	0.578
К	0.205	0.101	0.040	0.101	0.176	0.122	0.145	0.208
Σ	15.207	15.331	15.119	15.157	15.648	15.441	15.532	15.489

Таблица 10. Химический состав и кристаллохимические формулы роговых обманок из гранитоидов Владимирского (1-4), Ольгинского (5-8), Валентиновского (9-14) и Опричненского массивов (15)

Окончание таблицы 10

Компо-	B-901	B-904a	B-951	B-915	B-952a	B-1051	В-1249в
ненты	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	42.01	43.57	41.22	40.40	41.10	42.48	41.37
TiO ₂	1.34	1.76	1.54	1.70	2.25	1.67	1.70
A1 ₂ O ₃	9.70	9.84	10.00	9.60	7.90	9.01	9.43
Fe ₂ O ₃	5.39	5.30	5.32	6.30	8.14	3.72	2.74
FeO	1584	1543	19.95	18.55	14.82	16.87	19.88
MnO	0.69	0.64	0.87	0.76	0.50	0.59	1.67
MgO	8.15	8.21	5.45	6.46	8.70	7.95	7.10
CaO	10.07	10.28	10.18	10.80	11.35	11.24	9.73
Na ₂ O	1.01	1.09	0.83	1.30	1.51	0.86	1.78
К20	2.61	1.49	1.78	113	0.69	139	074
$\mathbf{P}_{2}\mathbf{O}_{5}$	0.75	0.26	0.45	0.70	не опр.	0.80	0.63
H_2O^+	2.25	2.14	1.55	1.70	2.79	3.08	2.10
H ₂ O ⁻	не опр.	не опр.	0.19	0.50	0.30	не опр.	0.01
F	не опр.	0.12	0.94	0.15	не опр.	0.59	1.18
Σ	99.81	100.13	100.27	100.05	100.05	100.25	100.06
Si	6.476	6.589	6.493	6.350	6.247	6.602	6.504
Ti	0.155	0.200	0.182	0.201	0.257	0.195	0.201
A1 ^{IV}	1.524	1.411	1.507	1.650	1.415	1.398	1.496
Al ^{VI}	0.238	0.345	0.349	0.129	0.000	0.252	0.251
Fe ³⁺	0.625	0.604	0.512	0.745	0.931	0.435	0.324
Fe ²⁺	2.042	1.954	2.628	2.438	1.884	2.192	2.613
Mn	0.090	0.082	0.116	0.101	0.064	0.078	0.222
Mg	1.896.	1.892	1.347	1.642	1.971	1.842	1.939
Ca	1.467	1.601	1.598	1.632	1.848	1.661	1.471
Na	0.780	0.437	0.544	0.396	0.445	0.419	0.542
К	0.199	0.211	0.167	0.227	0.134	0.170	0.148
Σ	15.492	15.327	15.443	15.511	15.197	15.244	15.713

Примечание: роговые обманки из пород: (1, 9, 12, 13) – гранодиоритов; (2-4, 7, 11, 14, 15) – крупнозернистых гранитов; (5) – аплитовидных гранитов; (6, 8, 10 – 12-13) включений из гранодиоритов.

Аналитики: Лаговская Е.А., Славкина С.П., Щека Ж.А.

Окиспы	456	458	476в	490д	490м	511	511 _{B1}	561e	561к ₄₋₅	5 61л ₁
URICIDI	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO,	36.14	35.92	35.85	35.09	34.76	35.97	35.83	36.90	35.43	36.02
TiO,	3.22	2.26	3.71	4.01	4.23	2.97	3.76	3.84	3.70	3.72
A1,0,	13.59	14.92	14.31	15.12	14.21	14.60	15.18	14.99	12.78	15.06
Fe,O,	2.87	2.99	1.83	1.42	3.57	3.52	2.04	3.86	4.21	3.51
FeO	18.42	18.04	17.75	19.06	17.50	17.38	18.84	18.05	17.45	18.54
MnO	0.63	0.61	0.66	0.72	0.63	0.67	0.65	0.63	0.56	0.64
MgO	11.42	11.29	11.83	11.29	11.30	11.35	10.80	10.65	10.62	10.81
CaO	0.55	1.36	1.38	0.83	1.10	1.24	0.83	0.94	0.98	0.92
Na ₂ O	0.36	0.24	0.17	0.64	0.28	0.25	0.19	0.19	0.21	0.14
КО	7.20	8.40	7.58	7.16	8.64	8.32	9.12	8.80	8.09	8.80
P ₂ O ₅	0.38	0.15	0.45	0.22	0.42	0.13	0.33	0.34	0.15	0.23
H, O ⁺	3.69	2.95	4.17	3.40	2.63	2.73	1.74	1.38	3.45	1.89
H,O ⁻	0.00	0.06	0.11	0.59	_	0.03	Н.О.	н.о.	0.40	Н.О.
F	1.62	0.75	0.60	0.64	0.70	0.97	0.94	0.70	0.67	0.75
Сумма	100.09	99.64	100.40	100.17	99.51	99.72	99.76	99.56	100.17	99.90
Fe,=0	0.68		0.26	0.27					0.28	
Сумма	99.41		100.15	99.90					99.89	
		Кол	ичество	ионов в	пересче	ете на 24	(O , O H	, F)		
Si	2.828	2.800	2.799	2.716	2.712	2.791	2.768	2.758	2.906	2.735
Aliv	1.172	1.200	1.201	1.284	1.288	1.209	1.232	1.242	1.094	1.265
Aliv	0.073	0.167	0.112	0.093	0.016	0.125	0.148	0.113	0.099	0.098
Ti	0.188	0.311	0.216	0.232	0.249	0.173	0.218	0.222	0.217	0.213
Fe ³⁺	0.164	0.173	0.103	0.084	0.211	0.210	0.116	0.222	0.246	0.204
Fe ²⁺	1.203	1.752	1.158	1.235	1.145	1.134	0.213	1.161	1.151	1.191
Mn	0.042	0.038	0.037	0.046	0.038	0.042	0.042	0.037	0.038	0.037
Mg	1.330	1.307	1.374	1.305	1.314	1.316	1.241	1.221	1.247	1.242
Ca	0.047	0.112	0.070	0.070	0.094	0.098	0.065	0.074	0.085	0.074
Na	0.052	0.038	0.028	0.097	0.048	0.042	0.023	0.028	0.028	0.023
К	0.714	0.838	0.756	0.702	0.859	0.821	0.898	0.961	0.805	0.862
F	0.399	0.183	0.145	0.159	0.174	0.238	0.227	0.171	0.166	0.181
OH	1.113	1.291	1.486	1.516	1.212	1.204	1.023	0.861	1.134	1.081

Таблица 11. Химические анализы биотитов из пород Владимирского массива

Примечание: (1-3, 6) из – гранитов; 4 – из гранодиоритов; 5 – из гранита, обогащенного биотитом; Полосчатое тело: 9 – гранодиориты; 7,8,10 – гранодиориты, обогащенные темноцветными.

Аналитики: Лаговская Е.А., Славкина С.П., Щека Ж.А.

зернистая гранитовая. Около контакта с гранодиоритами структура становится мелкозернистой, и в гранитах появляется резко зональный плагиоклаз. В южной части массива (мыс Собора) граниты имеют структуру порфировидную, пегматитовую, местами гранофировую.

Плагиоклаз образует слабо зональные кристаллы состава An_{30-21} до An_{16-13} (на контакте с КПШ) размером до 3-5 мм. Структурное состояние их определяется как промежуточное-упорядоченное ($\delta_{\rm MK} = 0.5$, MV = 90-100).

Калинатровый полевой шпат присутствует в виде ксеноморфных зерен с пертитами распада состава $Or_{66}Ab_{34}$, $2V_{Np}$ которых колеблется от 56-62° до 70°, $\Delta v = 107$, $\delta_p = 0.45$ -0.63 (обр. В-435, 438, 490-б и др.).

Биотит плеохроирует от зеленовато-бурого по Ng до светло-желтого по Np = 1.650-1.656, f = 47-50%, L = 0.17-0.18 (обр. В-511, 1200) – табл. 11.

Роговая обманка, появляющаяся в основном в гранитах мыса Баратынского, образует шестоватые кристаллы с двойниками, CNg которых равно 12-15°, Ng = 1.679, Np = 1.655, f = 41-48%, L = 0.08-0.11 (обр. В-494, 496, 720) – табл. 10.

Аплитовидные граниты

Аплитовидные граниты прорывают крупнозернистые граниты и обнажены южнее мыса Баратынского на участке побережья протяженностью около 4 км (т. 702-727). Северный контакт в коренном обнажении не встречен, но виден в глыбе на берегу, южный контакт резкий, пологопадающий на югозапад (см. рис. 18). На контакте развита зона пород с аплитовой и гранофировой структурой основной массы, мощностью до 2 м, с гнездами крупнозернистых пегматитов кварц-калишпатового состава и очень мелкозернистых аплитов. Изменений крупнозернистых гранитов около контакта не наблюдается. Аплитовидные граниты – это порфировидные породы с выделениями кварца и белого таблитчатого плагиоклаза в основной массе очень неоднородной структуры, характеризующейся сочетаниями разнозернистых участков даже в пределах одного шлифа. Количество порфировидных выделений кварца и плагиоклаза в породе сильно меняется от обнажения к обнажению, есть участки без них. Аплитовидные граниты сложены плагиоклазом, кварцем, калинатровым полевым шпатом и биотитом. В приконтактовых разностях появляются крупные (до 5-7 мм в длину) кристаллы роговой обманки. Из акцессорных присутствуют магнетит, ортит, сфен, апатит, образующие гнездообразные скопления с биотитом. Сфен чаще всего появляется при хлоритизации биотита.

Плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы или гломерозернистые сростки размером от 1-1.5 до 3 мм, состоящие из нескольких слабо зональных кристаллов состава $An_{29-22-15}$ с каймой An_{10} на контакте с КПШ. В разностях аплитовидных гранитов с большим количеством порфировидных выделений появляются резко зональные плагиоклазы, содержащие до 38% An в ядрах кристаллов. В равномерно зернистых разностях плагиоклазы незональные и более кислые (An_{20-22}). Структурное состояние плагиоклазов промежуточное – $\delta_{\mu\kappa} = 0.5$ (обр. В-7086, 1206а).

Калинатровый полевой шпат встречается в виде ксеноморфных зерен, содержащих до 38-49% альбитовой составляющей и мелкие веретенообразные пертиты распада. Величина 2V колеблется в пределах 44-66°, $\delta_{\rm p} = 0.54$; $\Delta_{\rm p} = 0.05$.

Биотит представлен коричневыми кристаллами с вростками апатита и циркона. Ng \sim Nm = 1.658, f = 49%, L = 0.19 (обр. В-1206а) – см. табл. 11.

Ортит тесно ассоциирует с биотитом и магнетитом. Образует крупные (до 1 мм в диаметре) кристаллы, сильно плеохроирующие от светло- до темно-коричневого цвета.

Гранодиоритовые включения

Гранодиориты, а иногда и граниты содержат включения мелкозернистых пород округлой или удлиненной формы. Включения обычно равномерно рассеяны во вмещающих породах, но иногда образуют линзообразные скопления, например, на берегу бухты Норд-Ост (т. 452; рис. 19). В береговых обрывах хорошо видно, что включения вытянуты в одном направлении азимут падения этой плоскости 75°∠ 20-25°. Форма включений удлиненная, размер 5-20 см в длину и 3-4 см в ширину. На северном берегу полуострова Рудановского наблюдается еще одно линзовидное скопление включений (т. 466, 476). Азимут падения линзы в т. 466 – 95° ∠65°, в т. 476 – 10° ∠65°. Гранодиориты вокруг некоторых включений обогащены роговой обманкой и биотитом (т. 467, 476). Гранодиоритовые включения - это мелкозернистые породы массивной текстуры с довольно высокой пористостью (2.9%) по сравнению с пористостью вмещающих гранодиоритов (0.8%), табл. 1. Структура породы порфировидная с пойкилитовой и призматическизернистой основной массой. Часто наблюдается ориентировка призматических кристаллов плагиоклаза и роговой обманки вдоль контакта с вмещающими гранодиоритами или гранитами. Сложены включения фенокристаллами плагиоклаза (An_{45,25,20}, ИУ = 0-60) и основной массой кварц-плагиоклаз (An_{30,28,20}, ИУ = 80-100) – биотит-кварц-КПШ-роговообманкового состава. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит, апатит, сфен. Пойкилокристаллами чаще всего являются кварц и КПШ, причем в кварце содержатся более крупные кристаллы других минералов, в калишпате – более мелкие.

2.1.4. Ольгинский массив

Ольгинский массив расположен на побережье Японского моря и протягивается с севера на юг от пос. Ольга до мыса Маневского на 15 км при ширине 8–9 км (рис. 22). Массив изучали Р.И. Соколов, Н.С. Подгорная и другие в 1954-1956 гг., при проведении геологической съемки и поисков в Ольгинском районе и М.А. Фаворская [1956].

Ольгинский интрузив многофазен. Он сложен диоритами, гранодиоритами, крупнозернистыми, миароловыми и аплитовидными гранитами, среди которых преобладают крупнозернистые граниты. Все остальные разновидности имеют небольшое распространение (рис. 22). Взаимоотношение диоритов и гранодиоритов не ясно – их выходы разобщены, но и те, и другие прорваны гранитами. Граниты, в свою очередь, прорваны штоками миароло-



Рис. 22. Геологическая карта Ольгинского массива с врезками зарисовок объектов расслоенных гранитоидов и контактов между породами. Составлена с использованием материалов Р.И. Соколова и др. (1954-55 гг.) и М.А. Фаворской [1956].

вых гранитов и дайкообразными телами аплитовидных гранитов, поднимающихся пологими куполами со стороны моря и обычно обнажающихся на мысах, наиболее выдающихся в море. Контакты интрузива с вмещающими породами, доступные наблюдению на побережье, неопределенные: северовосточный контакт проходит по распадку, юго-западный – осложнен внедрением дайки гранодиорит-порфиров, содержащей множество ксенолитов различных пород, в том числе и гранитов. Азимут падения лежачего контакта гранодиорит-порфиров с эффузивами 3° ∠ 75° (т. 517), висячий контакт (с гранитами) задернован. В центральной части массива в гранитах наблюдаются крупные блоки и ксенолиты ороговикованных и скарнированных осадочно-вулканогенных пород пермского возраста.

Возраст пород Ольгинского массива М.А. Фаворская [1956] определила как третичный на основании прорывания верхнемеловых эффузивов и по аналогии с Владимирским интрузивом; Р.И. Соколов и др. (1954-1956 гг.) – как меловой на основании находки обломков гранитов в туфах кварцевых порфиров на полуострове Чихачева. При неопределенности геологических контактов вопрос о возрасте пород может быть уточнен путем определения абсолютного возраста. Калий-аргоновый метод, использованный автором, показал, что комплекс пород Ольгинского массива формировался в течение длительного времени, от мела до олигоцена (см. табл. 2).

Диориты

Диориты – наиболее ранняя фаза. Они обнажены в двух разобщенных частях массива – на Сакенском полуострове (точки 810-819) и севернее мыса Мраморного (точки 616-621). Диориты прорваны гранитами. На Сакенском полуострове контакт виден в развале глыб (точка 814).

Диориты вблизи контакта окварцованы, калишпатизированы, в них развиваются гнезда мелкозернистых биотита и плагиоклаза. Контакт диоритов с гранитами на участке севернее мыса Мраморного четкий с азимутом падения 275° \angle 8-10°. Вдоль контакта проходит дайка аплитов мощностью около 10 см (точка 617; рис. 23).

Диориты – серо-зеленые мелко- и среднезернистые породы массивной текстуры. Диориты этих полей сильно различаются между собой как по составу, так и по возрасту (см. табл. 2). Диориты Сакенского п-ова состоят из плагиоклаза (An₄₀₋₂₀), роговой обманки, биотита, кварца и калишпата

 ^{1 –} диориты; 2 – гранодиориты; 3-5 – граниты (3 – крупнозернистые, 4 – миароловые,
5 – аплитовидные); 6 – гранодиорит-порфиры, насыщенные ксенолитами различных пород;
7 – останцы кровли и блоки пермских осадочно-вулканогенных пород; 8 – туфы и туфолавы кварцевых порфиров; 9 – андезиты; 10 – блок пермских осадочных пород, скарнированный гранитами.



Рис. 23. Контакт гранитов и диоритов в Ольгинском массиве (т. 617 «сухой»).

Зарисовка вертикальной стенки. 1 – крупнозернистые и 2 – мелкозернистые граниты; 3 – диориты, 4 – аплиты, 5 – диоритовыс порфириты, 6 – места отбора образцов.

(табл. 12; обр. В-819, 814) и их состав соответствует кварцевым диоритам – гранодиоритам. Диориты Мраморного мыса сложены плагиоклазом An₄₂₋₂₄, моноклинным пироксеном

 $(2V_{Ng} = 45^{\circ})$, CNg = 45°), роговой обманкой, магнетитом, небольшим количеством кварца (табл. 12, обр. В-617а, 621д) и по составу близки к габбро-диоритам.

Структура породы призматически-зернистая. Из акцессорных минералов в диоритах присутствуют магнетит, ильменит, апатит, циркон, спорадически встречаются ортит и касситерит.

Гранодиориты

Гранодиориты в пределах Ольгинского массива обнажаются только в районе мыса Маневского и повсеместно прорваны гранитами (точки 599, 581 и др.). Иногда гранодиориты содержат округлые включения мелкозернистых пород гранодиоритового состава размером 20-30 см в диаметре. Гранодиориты сложены кварцем, плагиоклазом (An₄₂₋₃₈-An₂₂₋₂₀, $\delta_{\rm иK} = 0.5$), калинатровым полевым шпатом ($2V = 46-68^\circ, \delta_0 = 0.1-0.5$), роговой обманкой ($f_{\rm общ} = 59-60\%$), биотитом ($f_{\rm общ} = 65\%$) (табл. 12). Из акцессорных минералов присутствуют апатит, магнетит, циркон, ортит, касситерит. Темноцветные минералы вместе с магнетитом образуют гнездообразные скопления. Структура породы порфировидная с гранитовой структурой основной массы.

Граниты

Граниты, преобладающие в пределах Ольгинского массива, состоят из порфировидных выделений плагиоклаза (An₃₅₋₄₀ – An₁₈₋₂₀) и калинатрового полевого шпата (Or₅₄₋₄₂Ab₄₆₋₃₈, 2V_{Np} = 60-70°, δ_0 = 0.5-0.6), находящихся в кварц-полевошпатовой основной массе с гнездами биотита (Ng ~ Nm =1.667, f = 66%, L-0,19), роговой обманки (CNg = 16-17°, f = 59.8%, L = 0.12), магнетита и акцессорных минералов: апатита, циркона, ортита, фергюсонита, касситерита (табл. 12, 13). Граниты прорывают диориты, гранодиориты, пермские осадочные породы и меловые эффузивы, вмещающие массив (рис. 24).

Компо-	617a	621д	819	781	783 и	565-1	768	765	6246	804	805	770	554a	618
ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Плагиоклаз	64.8	51.2	39.3	37.4	30.4	46.0	25.8	33.1	34.1	39.1	33.0	26.2	29.7	14.2
Кварц	4.2	16.3	24.5	25.8	32.9	29.7	31.9	32.8	35.7	22.9	35.2	25.7	36.8	41.6
КПШ	1.5	0.2	16.7	29.3	28.4	19.4	36.1	28.9	21.2	31.9	26.6	45.9	27.5	42.4
Биотит	5.2	7.8	15.1	3.8	5.7	2.6	1.1	4.0	6.9	4.3	4.3	0.8	4.4	0.9
Роговая обманка	5.9	21.3	3.4	2.3	1.9	1.9	5.0	0.4	_	0.3	0.1	0.6	_	_
Пироксен	15.8	1.0	_	-	_	_		0.8	2.1	1.5	0.8	0.8	1.6	0.9
Акцес- сорные	2.6	0.2	1.0	1.4	0.7	0.4	0.1	_	_	_	-	-	_	_
SiO ₂	48.92	56.16	65.42	69.40	68.82	67.70	70.88	71.60	71.14	72.84	71.44	71.92	73.18	74.08
TiO ₂	1.86	1.17	0.49	0,37	0.43	0.32	0.42	0.33	0.42	0.24	0.28	0.27	0.27	0.13
Al ₂ O ₃	19.61	16.90	15.77	14.58	14.31	14.05	14.05	13.91	14.18	13.52	13.78	12.78	12.45	12.46
Fe ₂ O ₃	2.72	2.67	1.03	0.56	0.01	2.87	0.98	1.40	0.61	1.14	1.08	2.50	3.49	0.85
FeO	7.57	5.55	3.82	3.13	4.78	2.09	2.28	1.90	1.84	1.53	2.10	2.20	1.32	1.61
MnO	0.12	0.16	0.12	0.16	0.06	0.06	0.11	0.06	0.04	0.08	0.10	0.09	0.07	0.04
MgO	4.41	4.45	1.71	0.94	0.67	0.40	1.15	0.68	1.73	0.66	0.86	0.77	0.75	0.46
CaO	9.09	7.33	3.64	2.54	2.53	2.48	2.11	1.89	1.14	1.98	2.38	0.87	0.99	1.67
K ₂ O	0.80	0.67	3.39	3.65	3.77	4.20	3.65	3.32	3.04	3.09	3.03	3.20	2.92	4.37
Na ₂ O	2.84	2.64	2.92	3.68	3.67	3.85	3.97	4.22	4.30	3.90	3.90	4.85	4.25	2.67
P_2O_2	0.14	0.26	0.22	0.19	0.01	0.01	0.1	0.03	0.00	0.26	0.26	0.01	0.01	0.22
H ₂ O ⁻	0.38	0.04	0.18	0.36	0.24	0.56	0.23	0.24	0.28	0.08	0.18	0.00	0.00	0.04
п.п.п.	1.93	0.84	1.02	0.66	0.79	1.60	0.36	0.25	0.93	0.43	0.39	0.00	0.00	0.62
Сумма	99.87	99.39	99.55	99.82	99.89	99.62	100.19	99.60	99.37	99.67	99.60	99.60	99.69	99.39

Таблица 12. Количественно-минеральный (об. %) и химический (% мас.) составы пород Ольгинского массива

Примечание: (1-2) – габбро-диориты; 3 – кварцевые диориты; (4-6) – гранодиориты; (7-11) – крупнозернистые граниты; (12-13) – миароловые граниты (14) – аплитовидные граниты.



Рис. 24. Контакт гранитов с блоком ороговикованных эффузивно-осадочных пород вблизи мыса Мраморный, Ольгинский массив (т. 753 – «мокрый»). Фотография береговых скал.

Окислы	B-12076	В-1207г	В-569б	B-607a	В-621к	B-668a	В-783м	В-783т
SiO ₂	36.00	35.00	34.14	35.39	36.21	36.55	35.35	35.60
TiO ₂	3.75	4.05	3.14	3.56	3.67	3.48	4.21	3.76
Al ₂ O ₃	14.02	15.22	13.85	13.41	14.49	14.09	15.63	13.92
Fe ₂ O ₃	3.41	3.97	4.90	3.73	4.02	2.38	4.03	6.78
FeO	17.13	17.35	21.21	17.73	16.26	16.48	19.48	18.40
MnO	0.69	0.59	0.67	1.23	0.52	0.66	0.58	0.58
MgO	10.96	11.03	7.23	10.54	10.46	12.54	7.79	7.63
CaO	1.12	0.97	0.94	0.81	0.82	0.39	1.63	1.12
Na ₂ O	0.20	0.21	0.69	0.55	0.60	0.55	0.44	0.60
K ₂ O	7.62	0.820	7.80	8.54	8.02	8.41	7.71	7.50
P_2O_5	0.30	0.46	0.46	0.58	0.54	0.38	0.30	0.22
H_2O^+	4.13	2.11	3.35	3.94	3.44	2.69	3.07	3.80
H ₂ O ⁻	0.40	н.о.	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.10
F	0.92	0.60	1.57	1.75	1.18	0.95	н.о.	0.46
Сумма	100.65	99.46	100.42	100.74	100.49	99.55	97.14	100.47
$F_2 = O$	0.38		0.66	0.73	0.49	0.40		0.19
Сумма	100.27		99.76	100.01	100.00	99.15		100.28
		Количест	во ионов	в пересчет	те на 24 (С), OH, F)		
Si	2.824	2.713	2.798	2.814	2.864	2.31	2.808	2.855
Al	1.176	1.287	1.202	1.186	1.136	1.169	1.192	1.145
Al	0.118	0.092	0.133	0.066	0.208	0.109	0.264	0.164
Ti	0.225	0.231	0.192	0.215	0.218	0.205	0.253	0.226
Fe ³⁺	0.200	0.227	0.296	0.220	0.237	0.135	0.239	0.414
Fe ²⁺	1.127	1.116	1.448	1.180	1.073	1.064	1.289	1.232
Mn	0.047	0.037	0.044	0.081	0.033	0.042	0.033	0.038
Mg	1.283	1.264	0.887	1.238	1.230	1.445	0.922	0.915
Са	0.094	0.079	0.084	0.067	0.066	0.028	0.138	0.096
Na	0.028	0.028	0.108	0.086	0.095	0.084	0.057	0.096
К	0.764	0.806	0.818	0.769	0.812	0.827	0.783	0.770
F	0.226	0.148	0.409	0.433	0.294	0.232	_	0.116
ОН	1.158	1.088	0.886	0.968	0.897	1.255	1.045	0.911

Таблица 13. Химические анализы биотитов из пород Ольгинского массива

Примечание: Обр. В-5696 – крупнозернистый гранит; В-607а, 621к – аплитовидный гранит; В-12076 – гранит, обогащенный биотитом; В-1207г, 668а – аплито-пегматитовое тело; В-783м, 783т – гранодиоритовые включения.

Непосредственного контакта с последними не наблюдается, однако уменьшение зернистости и увеличение порфировидности гранитов при приближении к контактам позволяет однозначно решать вопрос о их взаимоотношении.

Аплитовидные граниты

В центральной части Ольгинского массива в районе мыса Линдена (точки 598-607) и южной части Сакенского полуострова (точки 655, 657) крупнозернистые граниты прорваны маломощными телами аплитовидных гранитов, обнажающихся в нижних частях береговых обрывов. Контакты пород резкие с азимутом падения 160° \angle 15°. От аплитовидных гранитов в крупнозернистые отходят многочисленные апофизы. Аплитовидные граниты нередко содержат ксенолиты крупнозернистых гранитов (рис. 25).



Рис. 25. Контакт крупнозернистых (1) и аплитовидных (2) гранитов (вертикальная стенка, точки 598 – 606, мыс Линдена, Ольгинский массив).

Сами аплитовидные граниты у контакта и в апофизах мелкозернистые, в центре апофиз и дальше от контакта – более крупнозернистые. Аплитовидные граниты состоят из

порфировидных выделений плагиоклаза (An₁₉₋₂₄, $\delta_{\rm HK} = 0.5$) и калинатрового полевого шпата (Or₇₇Ab₂₃, 2V_{Np} ~ 60-70°, $\delta_{\rm p} = 0.45$) и основной массы, сложенной кварцем, КПШ (Or₆₉Ab₃₁, 2V_{Np} = 40-60°, $\delta_{\rm p} = 0.19$) с биотитом (Ng = Nm = 1.658-1.660, f = 53.0%, L = 0.18) и роговой обманкой (f = 47.0%, L = 0.11). Породы характеризуются высоким содержанием SiO₂ (74-75% мол.) – табл. 12, 13.

Миароловые граниты

Миароловые граниты обнажены в виде двух штоков в южной части массива (точки 769-776, 530-555) и одного на Сакенском полуострове (точки 628-635). Контакты их с крупнозернистыми гранитами резкие с многочисленными инъекциями в сторону крупнозернистых гранитов (рис. 26). Миароловые граниты у контакта имеют аплитовидный облик и содержат крупные пустоты, выполненные щетками кварца, с гнездами пегматитов кварц-КПШ состава и скоплениями темноцветных минералов. Крупнозернистые граниты на контакте окварцованы и хлоритизированы.



Рис. 26. Контакт крупнозер-нистых (1) и миароловых (2) гранитов (точка 776, южная часть Ольгинского массива); 3-миароловые пустоты; 4гнезда темноцветных минералов; 5дайка диоритовых порфиритов; 6места отбора образцов.

Миароловые граниты сложены плагиоклазом (An₂₅₋₁₈, $\delta_{\mu\kappa} = 0.4$), основность которого в приконтактовой зоне повышается до An₃₂₋₂₇ (обр. В-770), КПШ с $2V_{Np} = 53-66^{\circ}$, который уменьшается до 48° у самого

контакта, кварцем, биотитом (Ng = 1.663), роговой обманкой (CNg = 14°). Из акцесорных минералов присутствуют магнетит, апатит, циркон, ортит, касситерит, спорадически ильменит (вблизи контакта). Структура породы порфировидная с участками аплитовой и пегматоидной.

Аплито-пегматитовые тела

В разных частях массива крупнозернистые и аплитовидные граниты пересекаются жилами аплито-пегматитов. Среди них выделяются два типа тел: лейкократовые (точки 607, 609) и меланократовые (с большим количеством темноцветных), точки 624, 759. Тела первого типа – преимущественно кварц-полевошпатового состава с небольшим количеством биотита и с зонами закалки на контактах. Мощность их не более 0.5 м, залегание пологое. Изменений во вмещающих гранитах около них не отмечается (рис. 27).



Рис. 27. Контакт крупнозернистых (1), аплитовидных (2) гранитов с аплито-пегматитами. 1-го типа (3) – т. 607, Ольгинский массив, скалы мыса Линдена; 4 – диоритовый порфирит; 5 – места отбора образцов. Заштрихована зона мелкозернистого Q-Fsp пегматита.

Аплито-пегматитовые тела второго типа – это породы с гнездами и полосами темноцветных минералов, содержащихся не только в самом теле, но и во вмещающих гранитах. Это обычно крутопадающие тела мощностью около 0.5 м, а с меланократовыми зонами в гранитах – более 1 м. Темноцветные минералы таких образований распределены по всему телу в виде гнезд, ориентированных перпендикулярно контактам.

Между меланократовыми полосами, развивающимися в гранитах под влиянием подобных аплито-пегматитовых тел, появляются гранодиоритовые включения размером до нескольких сантиметров, аналогичные гранодиоритовым включениям полосчатого контакта (т. 783) и включениям других частей массива.

В пологозалегающих аплито-пегматитовых телах этого типа гнезда темноцветных совместно с гнездами пегматитов приурочены к висячим контактам этих тел, а вдоль лежачих контактов во вмещающих гранитах проходит серия меланократовых полос (рис. 28, точка 759).



Рис. 28. Серия аплито-пегматитовых тел со шлейфом меланократовых полос во вмещающих гранитах.

Ольгинский массив. Вблизи мыса Мраморного (т. 759). Зарисовка вертикальной стенки.

 1 – гранит, 2 – аплит, 3 – пегматит, 4 – меланократовые полосы, 5 – включение, 6 – места отбора образцов.

Аплито-пегматитовые тела первого типа сложены плагиоклазом (An₁₂₋₁₅, $\delta_{\mu\kappa} = 0.5$), кварцем и КПШ (2V_{Np} = 52-64°, $\delta_p < 0.5$), содержащим более 30% альбитовой составляющей. Кварц и КПШ образуют сростки графической структуры, содержащие 43-46% кварца. Из темноцветных минералов присутствуют в небольших количествах биотит и магнетит. Биотит образует длинные пластинчатые кристаллы, пересекающие кварц-КПШ сростки. Степень раскристаллизации и размер графических сростков увеличивается при удалении от контактов.

Аплито-пегматитовые тела второго типа характеризуются крайней неоднородностью структуры и состава слагающих их частей. В них четко обособлены друг от друга лейкократовые части, сложенные кварцем и КПШ, с аплитовой (с участками пегматитовой) структурой, и гнездами крупнозернистого пегматита кварц-КПШ состава, содержащими около 34% кварца, и меланократовые участки, обогащенные биотитом и роговой обманкой, магнетитом, ортитом и зональными плагиоклазами (An₃₂₋₂₆₋₁₈, $\delta_{\rm HK} = 0.8$). КПШ аплито-пегматитов второго типа имеет $2V_{\rm Np} = 62-64^\circ$, $\delta_{\rm p} > 0.5$, содержит

менее 30% Ab (обр. B-624, 759). Железистость биотита $f_{ofut} = 50-51\%$, глиноземистость L = 0.17, Ng = 1.657 (обр. B-1207, 624). Железистость биотита из меланократовой полосы в гранитах – $f_{ofut} = 51\%$, глиноземистость L = 18.

2.1.5. Валентиновский массив

Валентиновский массив вытянут вдоль побережья Японского моря более чем на 50 км от устья р. Черной до мыса Белявского и вдается в глубину материка на 0.5 км на севере и 4-5 км в центральной части. Общая площадь массива около 200 км².

Геологическое и петрографического описание Валентиновского массива впервые было сделано Ф.К. Шипулиным [1957] при изучении интрузивных пород юго-восточного Приморья в 1947-1954 гг. В 1966 г. массив и прилегающая территория были закартированы М.И. Дедовым, а в 1967-1969 гг. – Г.С. Белянским, Ф.Ф. Ципигиным и другими без детального изучения пород массива.

Массив имеет сложное строение (рис. 29). В составе его пород наблюдаются диориты, гранодиориты однородные и конгломератовидные, граниты



Рис. 29. Геологическая карта Валентиновского массива с врезками зарисовок объектов расслоенных гранитоидов. Составлена с использованием материалов Г.С. Белянского и др. (1967-69 гг.).

1 – диориты; 2–3 - гранодиориты (2 - однородные и 3 – конгломератовидные); 4–6 - граниты (4 – крупнозернистые, 5 – мелкозернистые аплитовидные, 6 – щелочные); 7 – гранит-порфиры; 8 – эффузивы; 9 – ороговикованные осадочные породы.

порфировидные, крупнозернистые, аплитовидные и щелочные, догранитные и послегранитные гранит-порфиры и всевозможные поздние дайки. Каждая разновидность отделяется от другой отчетливыми рвущими контактами. Самая ранняя фаза – диориты – образуют небольшой шток между мысами Бодиско и Туманным. Они контактируют с «конгломератовидными» гранодиоритами, которые в свою очередь прорывают и ороговиковывают осадочные породы (остатки кровли) в верхней части береговых обрывов (точка 1276), превращая их в кварц-плагиоклаз (An₂₅)-биотитовые и кварц-пироксен-роговообманковые роговики с мусковит-эпидот-хлорит-магнетитовыми жилками (рис. 30).



Рис. 30. Схематичная зарисовка контакта роговиков (1) и «конгломератовидных» гранодиоритов (2); 3 – гранодиоритовые включения, т. 1276 южный склон г. Туманной, Валентиновский массив.

«Конгломератовидные» породы прорваны крупнозернистыми гранитами; контакт в точке 1029 тектонический; вблизи мыса Туманного (точка 1022) азимут падения контакта – 330° ∠ 45°. Граниты на контакте имеют зоны закалки мощностью несколько сантиметров,

в них появляются гнезда кварц-полевошпатовых пегматитов. От гранитов, отходят апофизы, прорезающие и «цемент» и включения (рис. 31).

Северная часть массива сложена однородными гранодиоритами. Их взаимоотношение с диоритами и конгломератовидными гранодиоритами не ясно, так как они друг с другом нигде не контактируют.



Рис. 31. Контакт гранитов (2) и «конгломератовидных» гранодиоритов (1) – т. 1022, Валентиновский массив; 3 – аплитовидные граниты контактовой зоны; 4 – включения; 5 – гнезда пегматитов; 6 – меланократовые полосы. Гранодиориты прорваны крупнозернистыми гранитами (точка 922 в северной части, точка 979 – на о. Опасном; и точки 977, 978 – в центральной части) и щелочными гранитами на мысах Силина, Титова и Орлова. Граниты, прорывая гранодиориты в точке 977, иногда оставляют от них узкую (до 20 см) полоску под ороговикованной кровлей (рис. 32). Крупнозернистые граниты, в свою очередь, на юге прорваны аплитовидными гранитами (точка 1040), на севере – штоком гранит-порфиров и аплитовидных гранитов (точка 1099), завершающих формирование интрузива.



Рис. 32. Валентиновский массив. Контакт роговиков (1), гранодиоритов (2) и гранитов (3); гнезда пегматитов (4); меланократовая полосчатость (5); гранодиоритовые включения (6). Схематичная зарисовка вертикальных береговых скал (вверху – т. 978, справа – т. 977).



Контакты массива с вмещающими породами в основном тектонические: на севере граниты контактируют по разлому с верхнемеловыми кварцевыми порфирами. Контакт крутой, до вертикального. Южный контакт в районе мыса Белявского с карбоново-пермскими осадочными породами, превращенными в биотитовые роговики с зонами эпидотизации, хлоритизации и магнетитовой вкрапленности, задернован. Северо-западный и западный контакты в бассейне рек Глазковки и Осиновой полого погружаются в сторону ороговикованных вмещающих пород.

В центральной части массива среди гранодиоритов обнажается крупный (0.5 х 2.5 км) ксенолит осадочных пород, являющийся, видимо, останцом кровли. Его контакт с гранодиоритами (азимут падения 310° ∠20-25°) полого погружается в сторону материка. От гранодиоритов во вмещающие породы отходят дайкообразные апофизы, в которых появляется обильная биотитроговообманковая полосчатость, параллельная контактам, и мелкие (5-10 см в диаметре) включения микродиоритов, наряду с которыми встречаются редкие ксенолиты роговиков (рис. 33).



Рис. 33. Контакт гранодиоритов (1) с ороговикованными породами (3), 2 – аплитопегматитовая зона с ксенолитами гранитов; 4 – гранодиоритовые включения; 5 – гнезда и полосы темноцветных минералов; 6 – гнезда пегматитов; 7 – места отбора образцов и шлифов (Валентиновский массив, т. 957, вертикальная стенка).

В 600-700 м к северу от мыса Красного в гранодиоритах наблюдается зона меланократовых гранодиоритов, прорванных аплитопегматитовым телом, обогащенным включениями мелкозернистых гранодиоритовых пород (рис. 34.)

Геологические данные свидетельствуют о позднемеловом возрасте пород массива. Определение

возраста калий-аргоновым методом (см. табл. 2) показало, что массив формировался длительное время, от сеномана (диориты) до эоцен-олигоцена (щелочные граниты мыса Орлова и гранит-порфиры бухты Тасовой).

Диориты

Диориты – среднезернистые породы массивной текстуры, состоящие из плагиоклаза (34-54%), роговой обманки (до 20%), пироксена (до 17%), биотита (до 15%), кварца (13-19%), магнетита и других акцессорных минералов (апатит, циркон, сфен, ильменит, спорадически касситерит) до 3% (табл. 14).

Плагиоклаз встречается в виде зональных фенокристаллов (размером до 4.5 мм) состава An₅₆₋₄₅₋₃₀₋₂₅ и более мелких слабозональных зерен в основной массе состава An₃₀₋₂₇₋₂₂. Ядра фенокристаллов An₅₆₋₄₅ корродированы An₃₀₋₂₅.

Пироксен представлен двумя разновидностями: ромбическим (гиперстен $2V_{Np} = 57^{\circ}$) и моноклинным (авгит $2V_{Np} = 45^{\circ}$, $CNg = 45^{\circ}$). Авгит замещается голубовато-зеленой роговой обманкой, а гиперстен - бурой, с $CNg = 18-19^{\circ}$.

У контакта с конгломератовидными гранодиоритами диориты окварцованы, пироксен в них исчезает и темноцветные минералы представлены только хлоритизированным биотитом.

Конгломератовидные гранодиориты

Это своеобразные породы, представляющие скопление гранодиоритовых включений, сцементированных породой, состав которой колеблется от грано-



Рис. 34. Аплито-пегматитовое дайкообразное тело, обогащенное включениями, прорывающее зону меланократовых гранодиоритов. Береговые скалы. Валентиновский массив (т. 973). Слева – фотография, справа – зарисовка.

1 – граниты; 2 – гранодиориты; 3 – аплито-пегматиты; 4 – дайка аплитов; 5 – включения; 6 – гнезда пегматитов, 7 – биотитовая полосчатость.

диоритов до лейкогранитов. Включения имеют чаще всего округлую форму и размер от нескольких сантиметров до 0.5-0.7 мм в диаметре (рис. 35). Иногда наряду с округлыми встречаются включения вытянутой формы, как бы растащенные в пластичном состянии (рис. 36). В гранодиорите, цементирующем такие включения, формируются структуры, напоминающие «следы течения», подчеркиваемые меланократовой полосчатостью и более мелкозернистыми участками со структурами, аналогичными структуре включений. Контакты округлых включений с вмещающей породой чаще всего четкие и резкие, у включений неправильной формы – расплывчатые.

Включения сложены длиннопризматическими кристаллами плагиоклаза (An₃₄₋₃₀ в ядрах и An₁₈₋₁₄ в краевых зонах) размером до 0.7 х 0.1 мм, роговой обманкой и биотитом, которые цементируются кварцем и калинатровым полевым шпатом ($2V_{Np} = 50-60^{\circ}$), образующими нередко участки пойкилитовых

L'or morror r	1007-2	1014	1019a	1026a	1018	1019a	962	964	904a
компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Плагиоклаз	54.0	33.8	44.9	60.8	51.4	66.1	46.2	36.0	48.6
Кварц	12.9	18.7	40.1	21.4	27.9	9.7	31.7	34.7	25.1
КПШ	1.5	0.5	3.8	2.6	3.2	7.9	13.7	12.3	4.2
Биотит	7.5	15.7	8.8	14.7	12.5	15.9	7.5	14.3	9.5
Роговая обманка	3.4	22.7	1.4	0.3	4.5	0.1	0.7	2.7	12.3
Пироксен	17.2	5.6	_	_	_	_	_	_	_
Акцессорные	3.5	9.4	1.0	0.3	0.5	0.3	0.2	0.2	0.3
SiO.	55.40	53.80	67.48	70.94	57.78	61.00	66.78	65.08	59.54
TiO,	1.42	1.53	0.70	0.64	1.15	0.62	0.91	0.71	1.02
A1,0,	16.31	15.64	15.37	13.25	16.44	16.17	14.58	16.70	15.64
Fe,O,	2.03	3.90	1.97	2.34	1.69	1.62	1.34	0.55	1.21
FeO	5.91	6.44	2.74	1.77	8.05	5.91	3.04	4.12	5.56
MnO	0.12	0.14	0.10	0.07	0.21	0.19	0.10	0.07	0.17
MgO	4.65	4.65	1.14	0.82	1.96	2.17	0.93	1.03	2.79
CaO	7.48	6.61	3.31	1.87	3.74	5.08	3.88	4.17	5.48
КO	1.75	1.34	2.42	4.87	1.01	1.40	3.13	1.81	3.19
Na ₀	3.26	2.97	3.65	3.04	4.70	4.09	3.56	4.21	3.78
$P_{0}O_{s}$	0.14	0.14	-	—	—	—	—	-	_
H,O	СЛ.	0.22	0.20	0.17	0.17	0.3	0.19	0.16	0.11
п.п.п.	1.39	2.56	0.95	0.78	2.86	0.87	1.26	0.91	1.28
Сумма	99.72	99.80	100.03	99.46	99.60	99.47	99.51	99.36	99.65

Таблица 14. Количественно-минеральный (об. %) и химический (вес. %) составы пород Валентиновского массива

Окончание таблицы 14

L'on gronner r	904б	940	995	1099	10406	905	1053a	1041
компоненты	10	11	12	13	14	15	16	17
Плагиоклаз	53.5	37.4	23.1	30.4	29.6	9.0	9.4	37.1
Кварц	32.0	36.9	42.0	20.6	26.6	33.4	18.6	34.1
КПШ	-	23.5	24.7	44.1	36.0	48.4	69.8	19.6
Биотит	12.7	1.8	6.1	3.9	7.4	1.0	-	8.6
Роговая обманка	_	_	2.8	_	_	_	4.9	_
Пироксен	-	-		-	-	-	-	-
Акцессорные	1.8	0.4	1.3	1.0	0.4	2.3	1.1	0.6
SiO.	66.84	71.16	71.88	71.96	72.60	72.48	70.90	70.86
TiO,	0.68	0.51	0.30	0.26	0.40	0.37	0.48	0.45
A1,0,	15.11	14.05	14.31	14.05	12.99	10.87	14.31	14.58
Fe,O,	1.54	1.09	1.11	2.87	1.43	2.70	2.02	2.08
FeO	3.04	2.15	1.88	0.18	1.45	1.07	1.13	-
MnO	0.06	0.07	0.03	0.06	0.06	0.08	0.06	0.08
MgO	1.55	0.51	0.57	0.52	0.20	1.03	0.20	0.40
CaO	4.03	2.01	2.64	2.01	1.58	2.73	0.72	2.44
KO	1.40	3.46	3.50	4.15	4.54	3.91	4.03	.2.76
Na,O	4.47	4.21	2.68	3.24	4.06	4.00	4.66	3.85
$P_{2}O_{5}$	-	-	0.12	-	-	-	-	-
H,O	0.11	0.06	0.14	СЛ.	0.16	0.29	0.19	0.24
п.п.п.	0.70	0.37	0.53	0.26	0.41	1.16	0.75	0.50
Сумма	99.42	99.47	99.55	99.56	99.88	100.40	99.46	100.01

Примечание: Диориты: (1-2); конгломератовидные гранодиориты: «цемент» – (3-4) и включения – (5-6); однородные гранодиориты: (7-8); включения в однородных гранодиоритах: (9 – 10); крупнозернистые граниты: (11-12); аплитовидный мелкозернистый гранит: (13-14); щелочной гранит: (15-16); включение в аплито-пегматитовой дайке: (17).



Рис. 35. «Конгломератовидные» гранодиориты. Скалы на берегу к югу от мыса Туманного (т. 1272). Валентиновский массив.



Рис. 36. Округлые и «растащенные» включения (1) в гранитном цементе (2), некоторые с меланократовыми зонами (3). Валентиновский массив, вблизи мыса Туманного, т. 1019.

структур или заполняющими интерстиции между кристаллами плагиоклаза, биотита и роговой обманки.

«Цемент» включений – порода очень неоднородная по структуре и составу, которая характеризуется сочетанием мелко- и среднезернистой гранитовой и аплитовой с участками гранофировой и графической. Нередко в породе наблюдаются микроскопические участки призматически-зернистых структур, неотличимых от структуры включений – как бы необособившаяся в округлые включения «эмульсия». У контакта с диоритами и породами кровли «цемент» становится более мелкозернистым с большим количеством участков гранофировых структур, а местами гранит-порфировым. Порода сложена теми же минералами, что и включения, но в ином количественном отношении: плагиоклазом An₃₂₋₂₂, КПШ (2V_{Np} = 55-58°), биотитом, кварцем и магнетитом (см. табл. 14).

Однородные гранодиориты

Это средне- и крупнозернистые светло-серые породы массивной тектстуры, сложенные плагиоклазом (36-46%), КПШ (13-25%), роговой обманкой (около 3%), биотитом (7-14%), кварцем (до 35%). Из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, фергюсонит, касситерит, магнетит, в сумме не превышающие 1-2% от объема породы (см. табл. 14). Структура породы гипидиоморфнозернистая.

Плагиоклаз образует крупные (до 2 мм) зональные кристаллы и гломерозернистые сростки размером 5-7 мм состава An_{40-30} в центре до An_{22-20} в краевых частях с δ_{MK} 0.2-0.3.

Роговая обманка представлена крупными (до 1.5х2.4 мм) кристаллами, плеохроирующими от желто-зеленого по Np до сине-зеленого по Ng, общая железистость колеблется от 58 до 68, глиноземистость – 0.11-0.13 (см. табл. 10).

Биотит плеохроирует от темно-коричневого до желтого (Ng-1.669-1.672); общая железистость колеблется от 61 до 70 %, глиноземистость – 0.18-0.19 (обр. В-901, табл. 15).

Калинатровый полевой шпат образует ксеноморфные кристаллы размером до 0.2 мм или более крупные фенокристаллы состава $Or_{60-67}Ab_{40-33}$, $2V_{Np} = 50-55^{\circ}$, $\delta_p = 0.30-0.33$, $\Delta_p = 0$ (обр. B-901, 957е).

Гранодиориты содержат единичные включения мелкозернистых пород диорит – кварцево-диоритового состава, равномерно рассеянных в породе. Размер включений от 2 х 3 до 20 х 30 см. Сложены они плагиоклазом (An₄₀₋₂₀), образующим гломеропорфировые сростки зональных кристаллов, которые находятся в плагиоклаз (An₂₇)-биотит (f = 60%, L = 0.20)-роговообманково (f = 58%, L = 0.13)-кварц-калишпатовой основной массе. Структура породы призматическизернистая с участками пойкилитовой.

Окислы	B- 901	B- 904a	B- 951	B- 1051	В- 919в	B- 1029a	В- 1040в	В- 1040г	В- 1040к	В- 1065к
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	35.39	35.64	34.35	34.29	34.51	35.15	36.02	35.04	34.36	36.11
TiO ₂	3.87	3.74	3.79	3.52	3.51	3.22	3.18	3.20	3.09	3.57
A1 ₂ O ₃	14.26	15.42	13.46	13.41	13.65	13.03	14.20	14.73	13.29	14.71
Fe ₂ O ₃	3.13	1.78	4.02	4.50	2.98	2.84	3.29	3.51	4.34	1.23
FeO	20.80	21.80	23.37	19.47	22.55	20.26	21.51	21.03	23.13	22.84
MnO	0.56	0.41	0.53	0.40	0.31	0.97	0.88	0.93	0.83	0.68
MgO	8.38	8.77	6.40	9.16	8.27	9.19	8.03	7.64	6.72	7.78
CaO	0.96	0.27	0.58	0.42	0.96	1.19	0.49	0.79	0.67	0.53
Na ₂ O	0.18	0.17	0.40	0.52	0.53	0.54	0.59	0.11	0.52	0.10
K ₂ O	8.12	7.62	7.80	9.12	7.37	7.77	7.28	7.87	7.30	7.96
P_2O_5	0.42	0.18	0.37	0.36	0.35	0.75	0.38	0.37	0.46	0.24
H_2O^+	3.45	3.78	3.75	4.46	0.89	03.37	4.02	3.88	4.21	3.18
H ₂ O ⁻	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.29	0.78	0.75	1.20	0.99	1.79	0.69	1.07	1.13
Сумма	99.62	99.87	99.59	100.38	100.08	99.87	100.66	99.98	99.93	100.06
$F_2 = O$	0.00	0.12	0.33	0.32	0.51	0.42	0.75	0.29	0.45	0.48
Сумма	99.62	99.75	99.26	100.06	99.57	99.45	99.91	99.69	99.48	99.58
		Кол	ичество	ионов в	пересчет	ге на 24	(O, OH,	F)		-
Si	2.826	2.790	2.816	2.781	2.786	2.824	2.813	2.815	2.807	2.870
Al	1.174	1.210	1.184	1,219	1.214	1.176	1.187	1.185	1.193	1.130
$A1^{VI}$	0.165	0.211	0.111	0.057	0.080	0.113	0.154	0.205	0.080	0.245
Ti	0.230	0.216	0.236	0.214	0.213	0.193	0.193	0.193	0.192	0.210
Fe ³⁺	0.182	0.103	0.246	0.279	0.179	0.169	0.198	0.212	0.270	0.067
Fe ²⁺	1.391	1.426	1.590	1.320	1.516	1.361	1.442	1.410	1.583	1.514
Mn	0.034	0.028	0.034	0.029	0.019	0.068	0.058	0.063	0.059	0.043
Mg	0.998	1.016	0.783	1.006	0.993	1.096	0.955	0.917	0.816	0.921
Ca	0.038	0.010	0.049	0.034	0.082	0.101	0.039	0.068	0.059	0.029
Na	0.029	0.023	0.059	0.078	0.053	0.082	0.092	0.019	0.079	0.019
К	0.825	0.762	0.827	0.945	0.751	0,797	0.738	0.807	0.757	0.807
F	0.000	0.070	0.202	0.190	0.305	0.251	0.458	0.174	0.275	0.282
ОН	1.475	1.593	1.104	1.182	1.142	1.156	0.957	1.826	1.125	1.232

Таблица 15. Химические анализы биотитов из пород Валентиновского массива

Примечание: 1 – гранодиорит; 2 – гранодиоритовое включение; 3-8 – граниты; 9-10 – пегматитовая дайка с гнездами темноцветных минералов. Аналитики: Лаговская Е.А., Славкина С.

Крупнозернистые граниты

Граниты – порфировидные породы массивной текстуры, сложенные плагиоклазом (20-37%), калишпатом (30%), кварцем (25-40%) и темноцветными минералами (2-6%), представленными в основном биотитом. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, ортит, магнетит, фергюсонит (см. табл. 14).

Плагиоклаз представлен слабозональными крупными (до 4 мм) кристаллами состава от $An_{_{30-20}}$, $\delta_{_{\rm HK}} = 0.4$ -0.6 до $An_{_{15-13}}$, $\delta_{_0} = 1.0$ на контакте с КПШ (обр. B-957e, 925, 940).

Калинатровый полевой шпат наблюдается в виде ксеноморфных зерен состава $Or_{60}Ab_{40}$; $2V_{Np} = 60-62$ до 70°, $\delta_p = 0.46$ (обр. В-940).

Биотит плеохроирует от темно-коричневого по Ng до светло-коричневого по Np; Ng ~ Nm = 1.668-1.670, f = 58-59 (до 69%), L = 0.18 (обр. B-1051, 1029а, табл. 15).

Роговая обманка, встречающаяся чаще в гранитах южной части массива, имеет f = 60-72%, L = 0.12-0.14 (обр. В-915, 1051).

Мелкозернистые аплитовидные граниты

Мелкозернистые аплитовидные граниты обнажаются в южной части массива на протяжении 1.5-2 км и в виде небольшого штока в его северной части (точка 1099). Контакт с крупнозернистыми гранитами четкий, азимут падения 320° \angle 70° (точка 1040; рис. 37). Аплитовидные граниты у контакта обогащены гнездами темноцветных минералов и пегматитов, а также аплито-пегматитовыми телами, сопровождаемыми меланократовой полосчатостью (аналогично аплито-пегматитовым телам второго типа, описанным в Ольгинском массиве). В крупнозернистых гранитах, у контакта появляются крупные порфиробласты кварца и КПШ.



Рис. 37. Контакт крупнозернистых (1) и аплитовидных (2) гранитов, т. 1040, Валентиновский массив; 3 – дайка аплитов; 4 – гнезда пегматитов; 5 – гнезда темноцветных минералов; 6 – места отбора образцов.

Аплитовидные граниты сложены плагиоклазом (30%), калинатровым полевым шпатом (40%), кварцем (27%), биотитом, магнетитом и апатитом, составляющими вместе не более 3% (табл. 14). Структура породы гранитовая, с участками мелкозернистой аплитовой и пегматитовой.

Плагиоклаз образует слабозональные кристаллы или гломерозернистые сростки кристаллов состава An_{26-16} или незональные кристаллы An_{16-15} промежуточного структурного состояния – $\delta_{\rm HK}$ = 0.5, $\rm HY$ = 60-80 (обр. В-10406, в, В-1099).

Калинатровый полевой шпат представлен ксеноморфными кристаллами состава $\text{Or}_{_{58-60}}\text{Ab}_{_{42-20}}$, $2\text{V}_{\text{Np}} = 50\text{-}60^\circ$, $\delta_{\text{p}} = 0.18$ с пертитами распада (обр. В-10406, в; В-1099).

Биотит плеохроирует от темно-коричневого до светло-желтого; Ng \sim Nm = 1.662-1.663; общая железистость 63%; глиноземистость – 0.19 (обр. В-1040в, см. табл. 15).

Щелочные граниты

Щелочные граниты обнажаются на мысах Орлова (точка 909), Силина и Титова (точка 1053) бухты Валентин. Граниты на мысе Орлова впервые описаны Ф.К. Шипулиным [1957], затем изучались Б.Л. Залищаком [1966]; щелочные граниты на мысах Силина и Титова обнаружены автором и С.А. Коренбаумом в 1968 г. Щелочные граниты образуют штокообразные тела, прорывающие гранодиориты. Контакты четкие, на мысе Титова контакт крутой (рис. 38), на мысе Орлова – полого падающий в сторону материка под углом 30-40°. От щелочных гранитов в гранодиориты отходят многочисленные апофизы, пересекающие дайки кварцевых порфиров, проры-



вающих гранодиориты.

Щелочные граниты – мелкои среднезернистые породы с миароловыми пустотами, с гнездами пегматитов и темноцветных минералов. Структура породы аплитовидная с участками пегматитовой у контакта с гранодиоритами. Граниты сложены кварцем (25 -30%), КПШ и развитым по нему альбитом (55-60%) и темноцветными, представлен-ными биотитом рибекитом, составляющими И вместе с магнетитом, сфеном и фаялитом менее 10% (см. табл. 14).

Рис. 38. Контакт щелочных гранитов (2) с гранодиоритами (1) на мысе Титова (т. 1056, Валентиновский массив); 3 – гранодиоритовые включения. *Калинатровый полевой шпат* образует сильно пелитизированные кристаллы с мелкими веретено-образными пертитами распада и пятнистыми и прожилковыми пертитами замещения.

Плагиоклаз (An_{10,12}) присутствует в виде реликтов среди зерен КПШ.

Рибекит представлен призматическими кристаллами, плеохроирующими от зеленовато-желтого по Ng до темно-синего по Np; $CNp = 5^{\circ}$.

Биотит образует мелкие (0.4 х 0.1 мм) зеленовато-желтые кристаллы, общая железистость которых, по данным Б.Л. Залищака [Маракушев и др., 1966], равна 86.1%, глиноземистость 0.12, $2V_{Np} = 5^{\circ}$, Ng = 1.678, Np = 1.616.

Фаялит встречается в основном в линзах размером 0.2-0.5 x 2-5 м в эндоконтактовой зоне. По данным Б.Л. Залищака $2V_{Np} \sim 56-58^{\circ}$, Ng = 1.872, Np-1.822, общая железистость 92%.

Гранит-порфиры

Гранит-пофиры – наиболее поздняя фаза массива. Они образуют небольшие штоки (мыс Круглый, бухта Тасовая) или пологие дайкообразные тела, обнажающиеся в нижних частях скал на всем протяжении побережья от устья р. Черной до бухты Тасовой. Мощность пологих тел не установлена, так как обнажен только один их контакт. В раздувах тел гранит-порфиры приобретают вид аплитовидных гранитов.

Структура породы порфировидная с микроаплитовой и аплитовой основной массой кварц-полевошпатового состава. В качестве вкрапленников присутствуют гломерозернистые сростки зональных плагиоклазов An_{22-12} , биотита, кварца, магнетита и КПШ ($Or_{80}Ab_{20}$, $2V_{Np} = 40-46^\circ$, $\delta_0 = 0.13$). Гранит-порфиры содержат округлые включения более тонкозернистых пород призматически-зернистой структуры с участками аплитовой, иногда сферолитовой. Сложены включения плагиоклазом An_{24-12} , биотитом, кварцем и калинатровым полевым шпатом.

Аплито-пегматитовые тела

Аплито-пегматитовые тела наиболее широко развиты в аплитовидных гранитах около их контакта с крупнозернистыми гранитами (т. 1040). Они имеют извилистую форму и мощность от 20 до 50 см. Аплито-пегматитовые тела обогащены гнездами темноцветных минералов и сопровождаются веером меланократовых полос, аналогичных описанным в Ольгинском массиве. К северу от мыса Белявского обнажается мощная аплито-пегматитовая дайка подобного типа, содержащая крупные (до 2 м в диаметре) округлые включения мелкозернистых пород (рис. 39). Аплито-пегматиты сложены плагиоклазом An₂₆₋₂₀ – An₁₄ (10%), калишпат-пертитом (2V_{NP} = 55-60°) – 40%, кварцем (34%), биотитом (f = 64%, L = 0.20) – 13% (обр. В-1040г). В качестве акцессорных присутствуют магнетит, ортит, апатит (вростки в биотите). Структура породы неоднородная, представлена сочетанием средне- и мелкозернистой





Рис. 39. Аплито-пегматитовое тело, обогащенное темноцветными минералами и гранодиоритовыми включениями (т. 1043). Валентиновский массив.

Фотография вертикальной и зарисовка горизонтальной поверхности.

 гранит; 2 – лейкократовая часть тела; 3 – включения; 4 – гнезда пегматитов;
5 – гнезда крупнозернистых гранитов во включениях; 6 – места отбора образцов.

аплитовой с крупнозернистой пегматитовой.

Включения, содержащиеся в дайке, сложены длиннопризматическими кристаллами плагиоклаза $An_{2^{0.12}}$ и биотита, которые сцеметированы кварцем и калинатровым полевым шпатом ($2V_{Np} = 42^{\circ}$), образующими пойкилитовую структуру. Кроме мелких кристаллов плагиоклаза, в породе присутствуют порфировидные выделения более крупных (до 5 мм) кристаллов и гломерозернистые сростки зональных корродированных кристаллов более основного состава ($An_{25,30}$) – см. табл 14, обр. 1041.

2.1.6. Сравнительная характеристика пород массивов Прибрежной зоны

Сопоставление количественно-минеральных составов пород изученных интрузивов с помощью диаграмм А. Штрекайзена (рис. 40) и Б.М. Куплетского (рис. 41) показало их сходство. Точки составов пород из разных массивов на этих диаграммах расположены в полях диоритов – гранодиоритов – гранитов и не обособлены друг от друга в зависимости от принадлежности к тому или иному интрузиву.



Рис. 40. Положение точек модального состава пород изученных массивов Прибрежной зоны на диаграмме А. Штрекайзена.

Породы массивов Опричненского (1) Владимирского (2), Ольгинского (3), Валентиновского (4).

Сравнение составов гранодиорит-гранитных пород по содержанию кремнезема (рис. 42) показало, что эти породы в различных массивах далеко не идентичны. Как указывалось, гранодиориты и граниты, слагающие основную часть площадей изученных массивов, образуют самостоятельные фазы. Только в Опричненском массиве гранодиориты в качестве самостоятельной фазы отсутствуют. Это отразилось и на характере гистограмм, где граниты Опричненского массива дают один хорошо выраженный максимум, тогда как во всех других, кроме гранитного более или менее определенно намечается и гранодиоритовый максимум.

Он четко проявлен в породах Валентиновского и Владимирского массивов, а отсутствие его в породах Ольгинского массива, по-видимому, связано с недостаточным количеством анализов гранодиоритов. Положение гранитного максимума для отдельных массивов не остается постоянным. В Ольгинском и Валентиновском массивах преобладают граниты с содержанием SiO₂ 70-72%, в Опричненском и Владимирском – 72-74%.

Сравнение ряда петрохимических параметров: Ca/(Mg+Fe+Ca); K/(K+Na); (Na+K)/(A1+K+Na); Fe/(Fe+Mg); Si/(Si+A1) – пород изученных массивов [Коренбаум и др., 1975] (рис. 43); показало, что гранитоиды Владимирского, Ольгинского и Валентиновского массивов несколько отличаются от Опричненского интрузива. Петрохимические характеристики гранитоидов южной части Прибрежной зоны имеют значения, близкие


Рис. 41. Положение точек модального состава изученных пород гранитоидных массивов на диаграмме Б.М. Куплетского. Условные обозначения – см. рис. 40.



Рис. 42. Распределение по кремнезему гранодиорито-гранитных пород.

Опричненского (а), Владимирского (б), Ольгинского (в) и Валентиновского (г) интрузивов, (п – число анализов).



Рис. 43. Вариационные линии петрохимических характеристик гранитов Прибрежной зоны на диаграммах С.А. Коренбаума [1975].

Владимирский, 2 –
 Ольгинский, 3 – Валентиновский,
 4 – Опричненский массивы.

к нормальным. Отмечена тенденция к повышению кальциевости пород, более четко проявленная в кислых разностях Ольгинского и Владимирского и в гранодиоритах Валентиновского интрузивов.

Общая щелочность, несколько пониженная в гранитах и гранодиоритах, в более кислых разностях становится повышенной. Кремнистость кислых разностей (аплитовидные граниты) повышена, а в более основных иногда (Валентиновский массив) несколько понижена. Калиевость почти везде несколько понижена. Особенно заметно это выражено в крупнозернистых гранитах Ольгинского массива. Железистость пород сильно колеблется от массива к массиву. Для Валентиновского интрузива она повышена (кроме наиболее кислых фаций), для Владимирского и Ольгинского – понижена.

Более поздние образования массива – характеризуются низкой кальциевостью, железистостью и калиевостью, повышенной общей щелочностью, что отличает их от пород ранних фаз своих массивов и сближает с породами Опричненского массива.

В отличие от пород массивов южной части Прибрежной зоны породы Опричненского массива характеризуются низкой кальциевостью, пониженной калиевостью и повышенными общей щелочностью и железистостью. Содержание некоторых микроэлементов в породах изученных интрузивов показано в табл. 16. Различия в петрогеохимической характеристике пород массивов южной и северной частей Прибрежной зоны, по-видимому, отражают специфику исходных магматических расплавов.

Порода, массив	B	Ag	Zn	Pb	Sn	Mo	V	Сг	Ni	Co	Cu
				Диор	иты						
Кларк	15.0	0.05	72	15	1.5	0.9	100	50	55	10	35
Опричненский	5.5	_	103	26	5.1	20	18	30.	42	13	51
Ольгинский	7.6	_	208	21	10.7	3.2	238	60	21	21	23
Валентиновский	11.6	-	614	121	4.0	1.2	292	23	75	28	59
Падь Прямая	5.6	0.13	250	34	5.0	1.0	145	35	27	23	23
Лангоу	50.0	0.16	180	54	6.0	7.0	200	57	37	25	34
				Андез	виты						
самаргинский*	6.8	_	72	24	4.4	_	73	7.3	5.5	3.8	5.3
синанчинский**	10	-	76	14	4.1	0.8	28	12.3	5.3	3.4	0.1
				Гран	иты						
Кларк	15	0.04	6	20	3.0	1.0	40	25	8.0	5.0	20
Опричненский	1.1	_	32	29	7.9	3.7	2	44	8.6	1.2	15
Владимирский	3.3	_	25	20	5.8	2.1	32	40	13.4	8.5	27
Ольгинский	3.5	_	32	44	18.1	5.8	21	89	10.9	4.0	18
Валентиновский	4.5	-	38	39	5.3	1.1	18	6	4.1	4.0	14
27-ой Ключ	12	0.18	107	43	2.8	2.0	62	7	9.4	9.0	22
Арарат	5.9	0.36	156	72	5.5	4.4	12	5	7.0	3.2	14
Бринеровский	92	0.10	67	72	5.8	15	52	20	16	7.0	25
Дальнегорский	40	0.11	45	33	11.5	3.6	63	14	13	5.8	12
Северо- Якутинский	8	0.07	110	30	3.0	2.0	52	9.	8.0	4.0	12
				Липар)иты						
богопольский*	15.5		114	34	7.1	1.2	22	10	3.5	2.8	9.2
приморский *	6.4		124	31	5.5	0.8	8.1	9.	2.5	1.4	8.2
дальнегорский **	4.0	0.03	114	54	3.0	4.0	51	10.	14.0	8.0	8.0
			Mo	нцоди	юрит	ы					
ключ Желтый	25	0.05	269	337	35	1.6	146	33	8	23	73
ключ Солнечный	16	0.43	88	57	3.8	1.0	274	78	37	22	106
ключ Лапшина	55	0.21	93	48	4.9	1.8	278	150	52	22	45
		Гран	юсиен	ниты,	гранс	диори	аты				
ключ Желтый	34	0.33	92	48	17	2.5	110	25	9	9	48
ключ Солнечный	20	0.33	82	41	4.1	1.0	157	68	33	22	45

Таблица 16. Содержание микроэлементов в породах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (г/т)

Примечание: * – данные Сахно В.Г.: ** – пробы из контактового ореола Араратского интрузива. Аналитики: Ланкова Т.В., Сахно В.Е.

2.2. Интрузивы западной части пояса (2 и 3 группы)

2.2.1. Интрузивы Дальнегорской вулкано-структуры (2 группа)

В пределах Дальнегорского района наблюдаются проявления магматических пород двух серий: известково-щелочной, представленной диоритгранодиорит-гранитной ассоциацией, и субщелочной, представленной монцодиорит-гранодиоритовой ассоциацией. Первая обнажается в центральной и юго-восточной частях района в пределах Дальнегорской структуры, образуя центральные и локальные интрузивно-купольные поднятия, составляющие 2-ю группу интрузивов. Вторая ассоциация распространена в северо-западной части района в пределах Краснореченского сводово-глыбового поднятия. Она образует 3-ю группу интрузивов вулкано-плутонического пояса.

Эти две серии магматических пород имеют различную геохимическую характеристику и сопровождаются различными типами оруденения – скарново-полиметаллическим (Дальнегорское рудное поле) и олово-полиметаллическим (Краснореченское рудное поле).

Гранитоидные породы в Дальнегорском районе в целом занимают довольно скромную площадь, часть интрузивов (Дальнегорский и Партизанский) не выходит на поверхность и вскрыта только скважинами. В распределении интрузивов наблюдается четкий структурный контроль: наиболее крупные из них обнажены в центре вулкано-тектонических депрессий, образуя интрузивно-купольные поднятия (Арарат в центре Дальнегорской структуры). Более мелкие интрузивы приурочены к периферическим частям вулкано-тектонических структур, образуя локальные поднятия, осложняющие основную структуру: интрузивы 27-го Ключа, Дальнегорский, Партизанский, Николаевский, Лидовский - по периферии Дальнегорской структуры. Интрузивы в плане имеют чаще всего изометричную форму. Кристаллизовались они на различной, но небольшой глубине, судя по наличию в них гранофировых и резкопорфировидных структур. Четких геологических фактов, свидетельствующих о глубине формирования интрузивов, нет. Петрологические данные, изложенные ниже, показывают, что литостатическое давление, определяемое по Рно ≤ Робщ не превышало 1 кбар, т.е. глубина в момент кристаллизации была не более 3 км для многофазных интрузивов и не более 400 м для гранофиров Араратского массива. Глубина эрозионноого среза массивов невелика – чаще всего обнажаются прикровлевые части интрузивных тел подобно интрузивам побережья. Гранитоиды повсеместно прорывают, ороговиковывают и скарнируют осадочные породы триасюрского и нижнемелового возраста и верхнемеловые эффузивы. Данные абсолютного возраста приведены в табл. 17.

В качестве примера 2-ой группы интрузивов рассмотрим Араратский массив, занимающий центральное положение в Дальнегорской вулканоструктуре, и Дальнегорский интрузив, расположенный на периферии Дальнегорской вулканоструктуры и не выходящий на поверхность.

Таблица 17. Абсолютный возраст магматических пород Дальнегорского района по данным различных исследователей

Порода, место взятия	Возраст, млн. лет	Источник
	Араратский массив	
Гранит гранофировый	60±3	И.Н. Томсон, 1988
	Дальнегорский массив	
Адамеллиты	64	В.А. Баскина, 1982
То же	59, 52	Ю.К. Пустов, 1990
То же	63-64	Л.Н. Хетчиков и др.,1990
Граниты	50	То же
То же	42-45	Ю.К. Пустов, 1990
Трахиандезиты, м-ние Борное	63±4	То же
Дорудные дайки диоритовых	75	То же
Базальтовая дайка, секущая	56 ± 5	То же
	Лидовский массив	
Гранодиорит-порфиры	69, 72	В.В. Раткин, 1995
Николаевская структура	87-60	В.А.Баскина, 1982
	Николаевский массив	
Гранофировый габбро-диорит	83±10	Ю.К. Пустов, 1990
Гранит	60±4	И.Н. Томсон, 1988
	Партизанский массив	
Граниты	53-58	В.А. Баскина, 1982
То же (скв. 1057)	51±4	Ю.К Пустов, 1990
	Ключ Светлый	
Гранофиры	65-55	Ю.К. Пустов, 1990
Базальты	53±18	То же
	Садовое месторождение	
Дайка диоритов, секущая скарн	63	В.В. Раткин, 1995
	Интрузив 27 Ключа	
Граниты	60-55	В.А. Баскина, 1982
Гранофировый гранит	62±5	И.Н. Томсон, 1990
Гранит-порфир	60±5	То же
N	Лассив ключа Лапшина	
Монцодиорит (обр. А-106-6)	123	Галушкин С.В., ДВГИ ДВО РАН
Монцодиорит (обр. А-192-6)	64±2	Сиб. ГЕОХИ, Иркутск
То же (обр. А-409/4)	59±2	То же
]	Массив ключа Желтый	
Гранодиорит (обр. А-176)	63±2	I алушкин С.В., ДВГИ ДВО РАН
Гранодиорит (обр. А-112-а)	100	То же
Гранодиорит (обр.А-112)	87	— » —
M	ассив ключа Солнечный	
Кварцевый диорит (обр. А-108а)	84	- » -
Монцодиорит (обр. А-123)	104	— » —

Араратский массив

Араратский гранитный массив расположен в нижнем течении реки Довгалевка – правого притока р. Лидовка. Русло р. Довгалевки разделяет его на две части. Площадь интрузива около 21 км². Строение довольно однообразное – основная часть сложена гранофировыми гранитами, местами – гранит-порфирами (т. 1424, 1425, 1434, 1661), отличающимися от гранофиров микроаплитовой структурой основной массы. Среди гранитпорфиров и гранофиров в СЗ части встречаются округлой формы включения микродиоритов размером до 15-20 см в диаметре.

Интрузив прорывает и метаморфизует осадочные породы нижнего мела и верхнемеловые эффузивы – липариты, дациты и их туфы, туфолавы и игнимбриты. Характер контактов интрузива из-за плохой обнаженности выявлен недостаточно полно. Северный, восточный и южный контакты в плане на карте прямолинейные, западный и юго-западный – извилистый, с языками и апофизами во вмещающие породы (рис. 44). Непосредственного контакта нигде наблюдать не удалось. Ореол контактово-измененных пород вокруг массива имеет незначительную мощность – десятки и первые сотни метров. По ассоциации вторичных минералов выделяются две субфации зеленосланцевой фации: биотитовая (биотит-мусковит-кварц-магнетит) и добиотитовая (хлорит-мусковит-кварц-магнетит), [Кориковский, 1979].



Рис. 44. Араратский интрузив.

I-схематическая геологическая карта (составлена с использованием материалов Ф.И. Ростовского и В.А. Михайлова): 1 – песчаники с прослоями алевроаргиллитов таухинской свиты нижнего мела, 2 – игнимбриты и туфы липаритов приморской серии верхнего мела, 3 – туфы и спекшиеся туфы липарито-дацитов каменской толщи верхнего мела, 4 – дациты каменского вулканического комплекса верхнего мела, 5 – гранофировые граниты, 6 – тектонические нарушения, 7 – участки директивных текстур в гранитах, 8 – изолинии Рн.о., 9 – граница смены биотит-мусковитовой ассоциации хлоритмусковитовой в контак-товоизмененных породах, 10 – места отбора образцов (цифры соответствуют порядковым номерам в табл. 34); II – контуры интрузива с горизонталями и предполагаемыми изолинями Рн,о, III - разрез интрузива по линии АБ.

Гранофировые граниты сами неоднороды: на левобережье р. Довгалевки преобладают крупно- и среднезернистые разности; южная часть сложена среднезернистыми разностями, которые в апикальной части переходят в тонкозернистые и приобретают почти эффузивный облик (район высоты 736.6). Макроскопически гранофиры и гранит-порфиры похожи и являются полнокристаллическими породами, состоящими из мелкозернистой основной массы, содержащей порфировидные выделения полевых шпатов и кварца размером 3-4 мм. В краевых частях интрузива среди вкрапленников наблюдаются иголки темноцветных минералов – роговой обманки и биотита.

Структура породы порфировидная с основной массой микропегматитовой в гранофирах и микроаплитовой и сферолитовой в гранит-порфирах. Распределение структур по площади массива вполне закономерно. В краевых частях интрузива и на высоких гипсометрических уровнях (вершина сопок) наблюдаются наиболее тонкозернистые разновидности гранофиров и наоборот – чем дальше от контакта, тем крупнее вростки кварца в кварцполевошпатовых сростках. В приконтактовых частях южного поля (т. 10, обр. 1443; т. 11, обр. 1444; т. 12, обр. 1449; т. 16, обр. 1459г; т. 17, обр. 1458д; обр. 1525; см. рис. 44, табл. 18) встречаются участки директивных текстур, образованных сильно удлиненными призмами плагиоклазов с простыми двойниками, вытянутыми в одном направлении.

Таблица	18.	Химический	состав	(мас.	%)	гранофировых	гранитов
Араратск	ого	интрузива.					

Окислы	1413	1417	1418	1424	1425	1430	1433	1447	1449	1524	1458	1534
SiO ₂	76.53	74.10	76.36	73.27	73.56	74.37	75.50	75.69	74.26	74.00	76.00	71.77
TiO ₂	0.15	0.15	0.09	0.14	0.17	0.13	0.15	0.12	0.12	0.31	0.08	0.38
A1,0,	12.17	13.69	13.07	13.50	13.51	13.16	13.32	12.63	12.98	12.60	12.60	14.43
Ee ₂ O ₃	1.53	1.77	0.99	1.80	0.91	1.50	1.35	1.46	1.64	1.58	1.13	1.17
FeO	0.10	0.30	0.12	0.18	1.06	0.12	0.21	0.15	0.28	0.32	0.50	1.70
MnO	0.13	0.04	0.05	0.09	0.09	0.05	0.04	0.06	0.05	0.03	0.06	0.07
MgO	0.71	0.57	0.32	0.56	0.53	0.46	0.33	0.22	0.21	0.29	0.06	0.39
CaO	0.33	0.32	0.30	0.94	1.02	0.48	0.31	0.46	0.58	0.27	0.29	0.81
Na ₂ O	3.70	3.75	2.10	3.78	4.05	4.06	3.80	3.94	4.19	3.98	4.27	4.06
К,О	2.54	4.22	4.93	3.84	3.64	4.32	4.20	4.44	4.40	3.67	4.20	3.48
H ₂ O	0.65.	0.00	0.25	0.80	0.16	0.45	0.25	0.00	0.41	0.50	Н.О.	0.19
П.П.П.	1.03	0.99	1.49	0.88	0.91	0.81	0.47	0.44	0.49	2.01	0.58	1.02
$P_{2}O_{5}$	0.03	0.05	0.02	0.04	0.06	0.02	0.05	0.02	0.03	0.08	н.о.	0.08
Сумма	100.07	99.95	99.79	99.82	99.67	99.93	99.98	99.63	99.64	99.64	99.77	99.55

Аналитики: Бабаева Ю.С., Грицай Р.Н.

Плагиоклаз в гранофирах образует порфировидные и гломеропорфировые выделения размером до 3 – 4 мм. Кристаллы его слабозональны с колебаниями состава в пределах An₂₀₋₃₀ и понижением основности в краевых зонах до An₁₆₋₁₈. Индекс упорядочности (ИУ), определенный согласно углу оптических осей по диаграмме Д. Слеммонса [Slemmons, 1962], в плагиоклазах приконтактовых частей колеблется от 0 до 20-30, а в более глубинных частях интрузива достигает 60-70. Мелкие кристаллы основной массы имеют состав An₂₀ и ИУ = 80.

Калинатровый полевой шпат встречается в сростках с кварцем. Величина угла оптических осей, являющаяся показателем его структурного состояния, колеблется в пределах 52-60° (оптическая упорядоченность $\delta_0 = 0.2$ -0.4), уменьшаясь до 44° ($\delta_0 = 0$) в зоне непосредственного контакта с вмещающими породами (т. 12; см. рис. 44). В некоторых участках, например, т. 4, наблюдается увеличение $2V_{Np}$ до 70-80° ($\delta_0 = 0.65$ -0.9), что обусловлено, видимо, локальными скоплениями флюидов или возрастанием глубины эрозионного среза массива. Рост упорядоченности калишпата в данном участке сопровождается и видимым увеличением размера и количества миароловых пустот в гранофировых гранитах.

Темноцветные минералы гранофировых гранитов представлены главным образом биотитом, а в приконтактовых разностях появляется и роговая обманка (т. 1448, 1449). Биотит образует гнездообразные скопления вместе с магнетитом, ортитом и апатитом. Биотит плеохроирует в зелено-коричневых тонах. В местах появления в гранофирах аплитовых структур (в более глубоких срезах массива) наблюдаются зональные кристаллы биотита – изометричные пластинки, обрастающие каймами другого цвета (возможно реакция ранее образовавшегося кристалла с расплавом – т. 1419, 1438).

Гранит содержит в качестве акцессорных – апатит, циркон, зональный ортит, магнетит, гемоильменит, касситерит. Судя по химизму, гранофировые граниты являются типичными гранитами вулканической ассоциации, содержащими 74-76% мас. SiO₂. Кремнекислотность их несколько выше нормы для пород подобной основности на диаграммах С.А. Коренбаума; кальциевость, общая железистость и калиевость – значительно ниже нормы. По общей щелочности наблюдается значительный разброс значений – выше и ниже нормы (см. табл. 18; рис. 45).

Дальнегорский массив

Дальнегорский интрузив гранитов располагается под Дальнегорским скарновым боросиликатным месторождением, не имеет выхода на поверхность и обнаружен скважинами структурного бурения в конце 70-х годов.

Скважины 753 и 753А в интервале 1102-1158 м от поверхности вскрывают пироксеновые, волластонитовые и гранат-пироксеновые скарны и хлорит-гранатовые породы, развивающиеся по известнякам. Детальная характеристика скарновых пород в задачи данной работы не входит и на их описании останавливаться не будем.



Рис. 45. Петрохимическая диаграмма С.А. Коренбаума [1975] с точками и полями составов интрузивных пород Дальнегорского района.

Точками обозначены массивы: 1 – Араратский, 2 – Бринеровский, 3 – 27-ой Ключ, 4 – Дальнегорский, 5 – Партизанский, 6 – Николаевский; контурными линиями, 7 – кл. Лапшина, 8 – кл. Желтый, 9 – кл. Солнечный.

Интрузив гранитов был вскрыт в четырех точках: на Долинном участке месторождения скважиной 753 в интервале 1101.5-1354.0 м и скважиной 753А в интервале 1100.35-1215.0 м; на Западном участке скважиной 875 в интервале 1187.35-1205.4 м; на стыке участков Долинного и Левобережного скважиной 975 в интервале 1206.0-1401.0 м, которая перебурила

апофизы гранитов [Щербинин и др., 1979]. Общая горизонтальная протяженность вскрытой кровли интрузива достигает 700 м, глубина вскрытия массива от его кровли 252.5 м. Судя по разрезам, построенным Н.А. Носенко [1986], кровля массива погружается на северо-восток, а контакт массива имеет инъекционный характер.

Среди гранитоидов по особенностям состава и структуры выделяется три разновидности: 1) биотит-амфиболовые порфировидные адамеллиты, слагающие наиболее глубинные части интрузива; 2) аплитовидные и гранофировые граниты апикальной зоны, тяготеющие к эндоконтактам массива и встреченные также в виде апофиз во вмещающих породах; 3) гранитпорфиры, образующие в теле массива хорошо выдержанное по составу дайкообразное тело, мощностью 12 м.

Адамеллиты

Адамеллиты представляют собой порфировидные породы гипидиоморфнозернистой структуры, содержащие в качестве порфировидных выделений плагиоклаз и кварц, реже и в меньших количествах - калинатровый полевой шпат, амфибол и биотит. В адамеллитах Дальнегорского массива ярко выражена двухэтапность кристаллизации, о чем свидетельствует резкое различие в величине размера между кристаллами порфировидных выделений и зернами основной массы (5-6 до 10 мм против 0.1-0.6 мм соответственно).

Основная масса адамеллитов имеет гранитную структуру различной зернистости и состоит из названных выше минералов (табл. 19).

Nº	Образец	Глубина отбора	П	орфир выде:	овидн пения	ые		O	сновна	я мас	ca		Вторич- ные
п/п.	o opusor,	M	Q	P1	Fsp	Bi+ Amf	Q	P1	Fsp	Bi	Amf	Bi+ Amf	
1.	A-4746	1158	16.6	9.8	_	0.5	22.8	3.5	34.2	_	0.9	0.2	2.0
2.	А-474в	1160	6.1	8.9	6.1	0.8	30.6	10.4	35.8	_	_	_	1.6
3.	А-474д	1164	3.4	26.7	2.1	6.3	6.0	0.2	30.2	_	_	0.2	0.4
4.	A-474e	1174	17.8	21.8	_	5.5	21.8	12.9	19.0	_	0.3	0.1	-
5.	А-474ж	1177	14.4	27.3	_	_	22.0	6.5	20.2	2.5	1.1	0.2	0.3
6.	А-474и	1189	12.4	26.3	_	3.5	18.6	8.2	25.5	0.1	8.2	0.1	0.6
7.	A-4740	1201	21.3	25.0	_	_	20.9	6.5	19.1	1.5	1.1	0.1	1.0
8.	А-474п	1217	8.5	29.0	_	_	27.2	6.7	20.1	6.3	1.5	0.1	0.6
9.	753a,	1103	—	_	_	_	39.4	27.7	32.3	_	0.5	0.1	—
10.	753a	1106	2.5	5.0	_	_	32.6	17.8	40.5	1.3	-	0.3	-
11.	753a	1112	_	11.3	_	_	31.7	17.2	34.9	4.6	-	0.3	_
12.	753a.	1126	_	16.7	_	_	35.7	15.1	28.5	_	3.0	0.6	0.4
13.	753a	1140	14.3	14.9	_	_	24.9	11.7	28.7	_	5.0	0.5	_
14.	(6)	1211	14.3	14.9	_	_	38.0	28.9	31.6	0.2	0.02	0.1	1.0
15.	(5)	1204	_	_	_	_	24.3	43.3	30.4	1.1	0.5	0.2	0.2
16.	(6)	1205	_	_	_	_	36.6	23.1	37.1	1.6	1.5	0.1	-

Таблица 19. Количественно-минеральный состав гранитоидов Дальнегорского интрузива (об. %)

Примечание: Граниты: 1 – (скв. 753); 9-13 – (скв. 753 А); 14 – (скв. 972); 15-16 – (скв. 875); Гранит-порфиры: 2-3 – (скв. 753); Адамеллиты: 4-8 – (скв. 753).

Плагиоклаз адамеллитов образует крупные таблитчатые зональные кристаллы и гломеросростки, состоящие из 4-5 и более зерен размером до 6-10 мм в диаметре. Центральные части гломеросростков сложены упорядоченными лабрадорами, которые окружены более кислыми зонами – андезинами промежуточной и низкой упорядоченности (ИУ = 0.0-0.5; табл. 20). Ядра сростков обычно несдвойникованы, слабозональны или однородны, без ярко выраженной спайности и обладают довольно высоким рельефом по сравнению с окружающими их зонами. Зоны, нарастающие на центральные части сростков, значительно более мощные по сравнению с ядрами, часто неправильно-ритмичные с прямой и, изредка, обратной зональностью. Эти зоны сами очень неоднородны, не имеют резких границ, изменчивы по мощности, не выдержаны по простиранию, носят нередко следы коррозии. Зоны неправильно-ритмичного строения лабрадор-андезинового состава окружены меньшими по ширине правильно-ритмичными зонами олигоклазового состава (An₃₂₋₂₈₋₂₄₋₂₂₋₂₀₋₁₈) с высокой степенью упорядоченности (ИУ = 0.8-1.0), ассоциирующими с калинатровым полевым шпатом и кварцем основной массы. Наиболее сложные гломеросростки встречены в адамеллитах из забоя скважины 753 на глубине 1324-1326 м (обр. В-1498о; рис. 46, 47; табл. 20).

Здесь основность ядер отдельных гломеросростков колеблется от 70-90 до 52 % An, а зоны неправильной ритмичности имеют довольно постоянный состав (An₄₀₋₃₇₋₂₇) и во всех сростках их мощность приблизительно одинакова, что свидетельствует об относительной длительности этого этапа нестабильных условий кристаллизации. Вероятно, он соответствует этапу перемещения расплава из нижних уровней магматического очага на уровень окончательной кристаллизации. Плагиоклаз основной массы адамеллитов отличается от плагиоклаза гломеросростков более кислым составом (An₃₀₋₂₆₋₂₄), высокой упорядоченностью, отсутствием резкой зональности и меньшим размером.

Калинатровый полевой шпат адамеллитов наблюдается обычно в виде ксеноморфных зерен в основной массе, реже в виде порфировидных выделений и еще реже – с плагиоклазовой оторочкой вокруг (обр. В-1498ж, глубина 1224-1228 м). Калинатровый полевой шпат содержит микропертиты распада веретенообразной формы.

Валовой состав его, определенный дифрактометрически – $Or_{53}Ab_{47}$, $2V_{Np} = 54-60^{\circ}$, $\Delta_p = 0-0.25$; $\Delta Z = 0.70$; твердый раствор ортоклазовой фазы содержит до 11 мол. % альбита.

По своим оптическим и рентгенографическим свойствам он относится к промежуточному – низкому ортоклазу или высокому микроклину по классификации Г. Афониной и др. [1978]. Формально – это моноклинная разновидность, так как на дифрактограмме в области отражения (131) наблюдается один довольно широкий пик, позволяющий предполагать наличие

Таблица 20. Особенности полевых шпатов и вариации структуры гранитов Дальнегорского интрузива (разрез по скважинам 753 и 753 А)

	Глибинио	CTENTICE	Ассоциация	Плагиоклар		Калиг	шпат	
Образец	м	породы	порфиро- видных выделений	(% An/ИУ)	2V	δο	Δр	Сос- тав
			Скважин	ia 753				
B-1497	1106	гранитная средне- зернистая	P1 + Q	30/0.5-20/0.7	60	0.40	_	_
В-1497-а	1107	то же	P1	30/0.6-20	60	0.40	-	-
В-1497-г	1110	гранитная с участками пегматитовой	P1+Q	[41/0.5]-30-20;28/0.6- 24/0.7 36; 35/0-20/0.4-16	54 60	0.25 0.40	_	_
В-1497-к	1156	гранитная	Pl	25/0.25	60 66 70	0.40 0.55 0.65	_	-
В-1497-м	1160	гранит- порфировая с гранофиро- вой основной массой	Pl+Q+Fsp	[45]-30-22; 26/0.25-19; [44/0.75]-35/0; 28/0.7- 18; (36/0-31/0]-19	- 60 -	- 0.40 -		
В-1497-о (А-474-в)	1164 – 1174	то же	Pl+Q+Amf	28./0.5-30/0.3-27/0.4; 30/0.6	54 60 62	0.25 0.40 0.45	0 - -	Or ₆₀ Ab ₄₀
А-474-п	1217	гранитная	Pl		54 56 60	0.25 0.30 0.40	- 0 -	Or ₅₃ Ab ₄₇
В-1498-м	1316	гранитная	P1	[44]-30-22-18	_	-	_	-
В-1498-о	1325	то же	P1	[70/1.0-68-64/0-60- 52]-[40/0.25-38/0.0]- 28/0.5-22/1.0;[36]-26- 22-20/1.0;[46/0.25- 32/0.5]-28/0.6; [43/0.5] -34-28; [42-39]; 62-35; 54-42-44-35; [48/0-43/0- 40]-37-36-27	52 54	0.20 0.25		
			Скважина	n 753 A				
В-1499-в	1099	гранитная мелко- зернистая	P1+Q+Fsp	40-36-30-24	52 60	0.20 0.40	_	-
В-1499-з	1122	то же	P1+Q+Fsp	[40-36]-28-24; 28/0.8- 22/0.5-20/0.9; 60/0.5]- 42/0-40/0.25-22/1.0-18	60	0.40	0.37	Or ₆₀ Ab ₄₀
В-1499-и	1122.5	тоже, с участками гранофировой	P1+Q+Fsp	[40/0]-24/0.5-20-18	62 64	0.45 0.50	_	-
В-1499-м	1128	Гранитная	Pl+Q+Fsp		66 68	0.55 0.60	0.37	$\begin{array}{c} \operatorname{Or}_{60} \\ \operatorname{Ab}_{40} \end{array}$

Примечание: Цифры в числителе % An, в знаменателе – индекс упорядоченности (ИУ), в квадратных скобках – ядра зональных кристаллов, обрастающие с перерывом более кислыми зонами, тире – постепенное изменение состава зон.



Рис. 46. Схематическая зарисовка некоторых гломеросростков и кристаллов плагиоклаза, А, Б, В – из адамеллитов (обр. В-1498-о, скв. 753, инт. 1324 м); Г, Д – из гранита (обр. В-14993, скв. 753 А, инт. 1122).



Рис. 47. Микрозондовый профиль через гломеросросток плагиоклаза (обр. В-1498-о) из адамеллитов Дальнегорского массива и схематическая зарисовка этого сростка с точками состава, определенного оптически. здесь двух неразрешенных отражений. Положение точки этого полевого шпата на диаграмме 20(060)-20(204), показывающей зависимость указанных отражений от упорядоченности, между линиями ортоклазовой серии и микроклин-альбитовой [Валуй, Стрижкова, 1998] подтверждает отнесение калинатрового полевого шпата адамеллитов к типу переходному между промежуточным ортоклазом и высоким микроклином, (обр. А-474п, см. табл. 20).

Амфибол образует мелкие таблитчатые, но чаще неправильные выделения. Прослеживается два этапа кристаллизации амфибола: коричневая титанистая роговая обманка (Ng – темно-бурый с красноватым оттенком, Np – светло-бурый) обрастает или пятнисто замещается зеленой роговой обманкой (Ng – темно-зеленый, Np – зеленовато-бурый, $2V = 71^{\circ}$, Np = 1.649) с выделением сфена. Роговая обманка характеризуется низким содержанием октаэдрического алюминия и довольно высоким – кальция. Железистость ее колеблется в пределах 53-67%. В постмагматическую стадию по роговой обманке развивается хлорит в ассоциации с эпидотом и кальцитом.

Биотит образует мелкие красновато-коричневые пластинки, часто собранные в гнезда. Общая железистость его, определенная химически, 70%, глиноземистость 0.17% (обр. В-1498и; табл. 21). Акцессорные минералы: апатит, циркон, ильменит находятся в виде включений в плагиоклазе и темноцветных минералах порфировидных выделений. И только ортит образует крупные (до 0.5 мм) редкие самостоятельные выделения.

Адамеллиты содержат 69-71 вес. % SiO₂ и являются породами IV группы основности по классификации С.А. Коренбаума [1975] (рис. 45). Содержание микроэлементов в адамеллитах показано в таблице 16. На диаграмме А. Штрекайзена [1967] точки адамеллитов занимают правую краевую часть гранитного поля на границе с гранодиоритами (рис. 48).

Аплитовидные и гранофировые граниты

Аплитовидные и гранофировые граниты вскрыты скважинами 753 и 753А на глубине 1170-1190 м, образуя два интервала, разделенных зоной гранат-пироксеновых скарнов, образовавшихся, видимо, по ксенолиту известняка, и являются или эндоконтактовой фацией массива или самостоятельной фазой, образующей апофизы во вмещающих породах, вскрытых скважинами 875 и 972. Видимая мощность гранитов около 50-60 м. Контакт с адамеллитами по сохранившемуся материалу керна скважины не виден. По внешнему облику это светлые мелкозернистые породы, сохраняющие слабо выраженное порфировидное строение. Структура основной массы аплитовая, гранофировая и гранитовая, с участками пегматоидной. Граниты заметно больше, чем адамеллиты, содержат кварца и калинатрового полевого шпата. Содержание SiO₂ в них колеблется от 72 до 73-74% массы (табл. 22). По классификации С.А. Коренбаума [1975] они являются породами III группы основности (см. рис. 45). На диаграмме

Образец	14980	47	А- /4п	H- 984		B-1497 1	Г	А- 474л	А- 474д	А- 474м	А- 474н	A -474c	H- 1481
· ·	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO2	38.06	36.52	34.05	34.90	34.23	33.96	37.67	34.56	34.16	34.95	34.77	35.33	35.72
T103	1.64	4.08	3.51	4.03	4.31	3.26	3.78	4.11	4.55	4.54	4.14	4.36	4.33
A1,0,	12.75	14.25	14.18	13.14	12.50	11.77	12.79	14.28	13.78	13.47	14.17	14.16	12.37
FeO _{otm}	22.16	29.75	28.06	26.60	26.72	28.99	26.65	24.87	25.29	26.49	24.02	23.48	24.15
MnO	0.36	0.19	0.19	0.29	0.28	0.30	0.13	0.38	0.17	0.27	0.42	0.38	0.32
MgO	11.40	7.21	6.94	6.80	7.46	6.70	6.53	8.50	6.41	6.44	7.35	7.66	7.98
CaO	0.03	0.15	0.04	0.00	0.00	0.06	0.03	0.05	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.12	0.00	0.12	0.35	0.29	0.11	0.76	0.18	0.25	0.20	0.31	0.30	0.32
K ₂ O	9.79	8.08	8.78	9.33	9.14	9.12	9.39	7.84	8.78	9.20	8.81	9.10	9.17
Сумма	96.30	100.23	95.86	95.45	94.94	94.26	99.77	94.78	93.42	95.58	94.00	94.78	94.35
Si	2.921	2.761	2.711	2.839	2.789	2.804	3.006	2.725	2.758	2.774	2.769	2.782	2.910
Al ^{IV}	1.079	1.239	1.289	1.161	1.201	1.145	0.994	1.275	1.242	1.226	1.231	1.218	1.090
A1 ^{VI}	0.074	0.031	0.042	0.095	0.00	0.00	0.198	0.051	0.069	0.034	0.093	0.096	0.098
Ti	0.095	0.232	0.210	0.246	0.264	0.202	0.227	0.244	0.276	0.271	0.248	0.258	0.265
Fe ²⁺	1.422	1.881	1.868	1.809	1.821	2.002	1.779	1.639	1.707	1.758	1.599	1.545	1.645
Mg	1.303	0.813	0.823	0.824	0.906	0.824	0.776	0.998	0.771	0.762	0.872	0.899	0.969
Mn	0.023	0.012	0.013	0.019	0.019	0.021	0.008	0.025	0.011	0.018	0.028	0.025	0.022
Са	0.003	0.012	0.003	0.00	0.00	0.005	0.003	0.004	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.017	0.00	0.018	0.055	0.046	0.017	0.117	0.028	0.039	0,031	0.048	0.046	0.050
К	0.958	0.780	0.892	0.968	0.950	0.960	0.955	0.788	0.905	0.932	0.895	0.913	0.953
f	51.1	69.8	69.4	68.7	66.8	70.8	69.8	62.1	68.9	69.7	64.7	63.2	62.9
L	17.0	18.9	19.8	18.7	17.9	16.9	17.8	19.8	20.0	19.2	20.2	20.1	17.7

Таблица 21. Химический состав биотитов из гранитоидов Дальнегорского интрузива

Примечание: 1-4 – биотит из адамеллитов, 5-13 – из гранитов. Аналитики: Сапин В.И., Кирюхина Н.И.

А. Штрекайзена гранофировые граниты занимают центральную часть поля гранитов (рис. 48).

Плагиоклаз гранитов более кислый (An₃₅₋₂₀₋₁₈), чем в адамеллитах, и слабозональный, хотя иногда встречаются и гломеросростки с резкозональными кристаллами основностью 4-45 до 60% An в ядрах промежуточной и низкой упорядоченности (ИУ = 0-0.5; обр. В-14993, 1497м и др.; см. табл. 20).

Калинатровый полевой шпат гранитов встречается главным образом в основной массе в виде самостоятельных зерен или сростков с кварцем. Состав его, определенный дифрактометрически, $Or_{55-60}Ab_{45-40}$. Угол оптических осей колеблется от 55-60° до 66-68° в некоторых образцах, триклинность $\Delta_p = 0-0.37$, упорядоченность $\Delta Z = 0.63-0.66$, что позволяет относить его к переходному, между промежуточным ортоклазом и высоким микроклином, типу (обр. А-474е, А-875, В-1499з, к, л; см. табл. 20).



Рис. 48. Количественно-минеральный состав гранитоидов Дальнегорского района. Дальнегорский интрузив: 1 – адамеллиты, 2 – гранофировые граниты, 3 – гранит-порфиры, 4 – граниты с пироксеном. Краснореченское поднятие: 5 – кл. Лапшина, 6 – кл. Желтый, 7 – кл. Солнечный.

Темноцветные минералы в гранитах представлены в основном бурозеленой роговой обманкой (f = 53-65, обр. В-1497г, л), замещаемой по краям голубовато-зеленой низкотемпературной, и биотитом (f_{общ} = 67-71, L = 17%; обр. В-1497г; табл. 22).

В ряде образцов наблюдаются довольно крупные зерна пироксена – железистого салита с f_{общ} = 61-65%, ассоциирующего с калинатровым полевым шпатом, кварцем и кислым плагиоклазом (обр. А-474д).

Появление пироксен-ортоклазовой ассоциации в гранофировых гранитах свидетельствует, согласно Д.С. Коржинскому [1953], о повышении активности щелочей на контакте гранитов с известняками, которые превращены в гранат-пироксен-волластонитовый скарн. Подобные явления широко описаны в литературе, особенно для такого хорошо обнаженного региона как Средняя Азия [Жариков, 1959; Перчук, 1964; и др.]. Но, в отличие от упомянутых примеров, в случае Дальнегорского массива не происходит образования фаций повышенной основности пород, но увеличивается только их щелочность. Точки составов гранитов, содержащих пироксен, на петрохимической диаграмме С.А. Корнебаума лежат в одном и том же поле II группы основности, что и граниты, не

Образец	А- 474б	1497л	А- 474в	1497м	A- 474a	1497 φ	A- 474e
	1	2	3	4	5	6	7
SiO,	74.30	72.73	72.93	72.67	72.46	72.95	70.69
TiO	0.25	0.20	0.27	0.19	0.23	0.25	0.27
A1,0,	13.30	13.08	13.92	13.23	13.76	13.48	14.55
Fe ₂ O ₃	0.35	1.24	0.64	1.08	0.89	0.47	1.03
FeO	1.19	0.95	0.51	0.99	0.74	1.39	1.38
MnO	0.04	0.07	0.06	0.07	0.05	0.07	0.01
MgO	0.37	0.06	0.66	0.49	0.40	0.49	0.82
CaO	2.73	3.64	2.47	3.33	3.90	3.37	2.88
Na,O	2.78	2.45	2.83	2.53	3.40	2.93	3.90
K,Ō	3.70	4.67	4.39	4.63	4.12	3.66	3.04
P,O,	0.05	0.12	0.10	0.11	0.06	0.12	0.08
H,O-	0.30	Н.О.	0.31	0.15	Н.О.	0.04	0.00
H,O ⁺	0.59	Н.О.	0.64	0.00	H.O.	Н.О.	0.87
п.п.п.	Н.О.	0.42	Н.О.	0.26	0.03	0.42	Н.О.
Сумма	99.59	99.63	99.73	99.73	100.04	99.64	99.51
Глубина отбора обр. м)	1158	1158	1160	1160.5	1164.5	1170.8	1174.5

Таблица 22. Химический состав пород Дальнегорского интрузива

Окончание таблицы 22

Образец	А- 474ж	А- 474н	1497щ	A-4740	1497ю	1498a	А- 474п	14980
	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO,	71.35	71.34	69.24	70.96	69.52	69.82	72.35	69.32
TiO,	0.31	0.20	0.35	0.28	0.28	0.32	0.26	0.42
A1,0,	13.84	14.62	14.82	13.53	14.74	15.00	13.37	14.36
Fe,O,	0.50	0.95	1.61	0.99	1.31	1.74	0.89	1.38
FeO	2.44	0.68	2.57	1.98	1.88	1.46	1.92	2.26
MnO	0.01	0.05	0.07	0.01	0.05	0.05	0.01	0.07
MgO	0.90	0.95	0.71	0.78	0.73	0.62	0.85	0.72
CaO	2.65	3.88	3.21	2.49	3.34	3.16	2.21	3.31
Na,O	3.62	4.06	3.41	3.65	3.79	3.68	3.74	3.74
K,Ō	3.10	3.01	3.08	3.36	3.10	3.45	3.14	3.09
P,O,	0.10	0.05	0.16	0.09	0.17	0.19	0.10	0.19
H,O-	0.00	Н.О.	0.16	0.00	0.09	0.21	0.39	0.23
H,0+	0.99	H.O.	Н.О.	1.42	H.O.	H.O.	0.51	H.O.
п.п.п.	H.O.	0.52	0.40	H.O.	0.63	0.69	H.O.	0.61
Сумма	99.80	100.39	99.79	99.59	99.63	100.39	99.73	99.70
Глубина отбора обр. (м)	1177.5	1189	1200	1204.5	1208	1214	1217	1326

Примечание: Скв. 753: 1-2 – граниты 3-6 – гранит-порфиры, 7-15 – адамеллиты. Аналитик: Славкина С.П.

содержащие пироксена, отличаясь от них повышенной кальциевостью и калиевостью (см. рис. 45). На малых глубинах, на которых кристаллизовался Дальнегорский интрузив, ассимиляция известняков гранитной магмой не происходит в виду того, что температура диссоциации кальцита гораздо выше температуры гранитной магмы [Жариков, 1959]. Но обогащение остаточных расплавов и флюидной фазы кальцием, видимо, происходит, что приводит к возрастанию активности щелочей, особенно К₂О. И в момент кристаллизации основной массы гранофировых гранитов вместо ассоциации Or-Bi-Hb образуется Or-Px-Bi, что соответствует III полю щелочности гранитов на диаграмме Д.С. Коржинского [1953]. Сами по себе гранофировые граниты являются нормальными дифференциатами известково-щелочных магм – более кислыми по сравнению с нижележащими адамеллитами. Появление в них пироксена происходит на поздних этапах кристаллизации в результате возрастания активности щелочей на контакте с известняками без изменения общей основности породы.

Гранит-порфиры

Гранит-порфиры вскрыты скважиной 753 в 2-х интервалах на глубине 1160-1164 м и 1170-1175 м. Гранит-порфиры – светло-серые плотные тонкозернистые породы. Они отличаются выдержанностью состава, резко порфировидным строением. Размер порфировидных выделений от 2 до 4 мм, зерен основной массы – 0.05-0.1 мм. Структура основной массы аплитовая. Гранит-порфиры состоят из тех же минералов, что и выше описанные адамеллиты и граниты, но в отличие от них содержат на 10-15% больше калинатрового полевого шпата ($Or_{60}Ab_{40}$, $2V_{Np} =$ 54-60°), меньше плагиоклаза и кварца и единичные зерна темноцветных, представленных исключительно только роговой обманкой (см. табл. 19). Плагиоклаз порфировидных выделений образует изредка гломеросростки, чаще отдельные зональные кристаллы, иногда с секториальными двойниками. Состав его обычно An_{26.18} (ИУ = 70-100), но в центре редких гломеросростков встречаются и более основные составы (Ап₄₅₋₃₇₋₃₀ с ИУ=0 – 30; обр. А-474в, В-1497м, о; см. табл. 20). Набор акцессорных минералов типичен для этого комплекса пород: апатит, циркон, ортит, ильменит. Химический состав гранит-порфиров и содержание микроэлементов в них показаны в табл. 22 и 16.

2.2.2. Интрузивы Краснореченского поднятия (3 группа)

Краснореченское поднятие расположено в центральной части хребта Сихотэ-Алинь и примыкает к Дальнегорскому рудному полю с запада. Оно представляет собой структурно-тектонический блок, обрамленный полями верхнемеловых кислых эффузивов, выполняющих крупные вулканотектонические депрессии грабеноподобного типа: Березовскую – на севере, Якутинскую – на юге, Караванную – на западе и Барачную – на востоке. Между ними находится горстообразный выступ складчатого фундамента, сложенный раннемеловыми флишоидными образованиями [Маркевич, 1978].

Осадочные отложения Краснореченского поднятия представляют собой почти непрерывный разрез раннего мела (от берриаса до альба) общей мощностью около 15 тыс. м. Они отчетливо разделяются по составу на берриасваланжинскую и готерив-альбскую части разреза. Тектоническая структура описываемой территории была сформирована в альб-сеноманское время и представлена как складчатыми, так и разрывными нарушениями. Последние сыграли главную роль в формировании современного структурного облика данной территории. Это эшелонированные разрывы северо-восточного простирания, вмещающие штокообразные и трещинные тела монцодиоритов, диоритов, гранодиоритов, многочисленные дайки среднего состава и жильное промышленное олово-полиметаллическое оруденение.

Морфоструктурный анализ территории Краснореченского блока показал, что это кольцевая интрузивно-купольная структура, пространственно совпадающая с положительной гравитационной аномалией. Латеральная зональность эндогенных формаций этой территории сводится к следующему: к ядерной части приурочены поля биотитизированных, вплоть до биотитовых роговиков, осадочных пород, мелкие выходы интрузивов монцодиоритового состава и минерализация относительно высокотемпературного жильно-грейзенового типа (рудопроявления Ореольное, Эльдорадо, Пихтовое). На склоне свода развита «холодная зона» пропилитовых фаций с промышлеными жильными касситерит-сульфидными месторождениями (Смирновское, Южное, Встречное). Наконец, на периферии купольной структуры фиксируются мелкие рудопроявления низкотемпературной серебро-полиметаллической и золото-серебряной минерализации, подчеркивая концентрическую латеральную зональность этой рудно-магматической системы [Василенко, Стрижкова, 1987].

Магматические образования Краснореченского поднятия изучались в процессе геолого-съемочных работ А.И. Александровым, Д.Н. Кузнецовым, Н.Ф. Костеревым, Н.К. Цесарским, В.А. Михайловым и др., которые относят их к образованиям Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [Михайлов, 1989].

Массивы монцодиорит-гранодиоритового ряда расположены внутри поднятия, за пределами вулкано-тектонических депрессий, ограничивающих его, прорывают и метаморфизуют осадочные отложения раннего мела и не имеют эффузивных аналогов.

Наиболее изученными из них являются интрузивы, расположенные в бассейнах ключей Лапшина, Солнечный, Ветвистый, Желтый,

а также интрузивы ключа Рогатый, месторождения Южного, водораздела Ореольное-Пихтовое-Эльдорадо, многочисленные дайки пироксеновых и амфиболовых андезитовых порфиритов. Как правило, интрузивы представлены мелкими штокообразными и трещинными телами монцодиоритов, диоритов и гранодиоритов.

Возраст интрузивов монцодиоритовой ассоциации А.А. Стрижкова определяет как низы верхнего мела, на что указывает геологическое положение интрузивов только внутри блока осадочных раннемеловых пород и имеющиеся определения возраста по породе и биотиту калий-аргоновым методом (см. табл. 17).

Становление интрузивов описываемой ассоциации характеризуется гомодромным типом развития и завершается серией даек, сходных с составом материнских пород главной фазы. Среди них наиболее широко развиты андезитовые порфириты с кристаллами роговой обманки, орто- и клинопироксена, реже встречаются плагиоклазовые порфириты. Кристаллизация интрузивов происходила в приповерхностных условиях.

Интрузивы ключей Лапшина и Ветвистый

Интрузивы ключей Лапшина и Ветвистый обнажаются в районе восточной окраины пос. Краснореченский в бассейнах правого (кл. Лапшин) и левого (кл. Ветвистый) притоков р. Рудная (рис. 49). Это штокообразные и дайкообразные крутопадающие тела, секущие или согласные с простиранием вмещающих нижнемеловых осадочных толш. Протяженность их до нескольких сотен метров. Впервые они были описаны М.А. Фаворской [1956], как дайки монцонитов.

В устье кл. Ветвистого наблюдается контакт дайки монцодиоритов



мощностью в 2 метра с песчаниками уктурской свиты раннего мела. Контакт имеет вертикальное падение и азимут проти-240°. B эндоконтакте рания монцодиоритов наблюдалась зона закалки мошностью в нес-CM. Вблизи контакта колько они тонкозернисты и присущую

Рис. 49. Схематическая геологическая карта интрузивов ключей Лапшина и Ветвистый (по материалам В.А. Козлова).

 1 – монцодиориты, 2 – дайки риолитов,
 3 – раннемеловые осадочные отложения уктурской свиты, 4 – точки отбора проб. им среднезернистую структуру приобретают примерно в 10 см от контакта. Сам контакт активный, видны апофизы монцодиорита в песчаниках, а в монцодиоритах – ороговикованные обломки песчаника. Осадочные породы на контакте интенсивно биотитизированы, серицитизированы, иногда эпидотизированы.

На контакте со штокообразным телом монцодиоритов в устье кл. Лапшина осадочные породы превращены в биотитовые роговики.

Породы, слагающие эти тела, представляют собой переходный ряд от двупироксеновых монцодиоритов, которые наиболее широко распространены, до биотит-роговообманковых кварцевых диоритов с постепенными переходами между ними. Все члены этого ряда испытывают значительные колебания в минеральном и химическом составе, но всегда являются кварц- и ортоклаз-содержащими.

Монцодиориты состоят из плагиоклаза (50%), калинатрового полевого шпата (17.5%), кварца (18%), биотита (6), амфибола (1%), пироксена (5%), ильменита (1.5%) и апатита (0.7), см. рис. 48. В зависимости от преобладания среди вкрапленников того или иного минерала выделяются пироксен-роговообманковые, роговообманково-биотитовые и роговообманковые разности. Порфировидные выделения плагиоклаза (50-65% An), ортопироксена (Wo_{3.5} Fs₄₂ En_{54.5}), клинопироксена (Wo_{44.2} Fs_{38.1} En_{17.7}), роговой обманки (f_{общ} = 34.3%), биотита (f_{общ} = 41.3%) имеют высокую степень идиоморфизма.

Мелкозернистая основная масса состоит из ксеноморфных выделений кварца, калишпата и темноцветных минералов второй генерации: биотита и амфибола. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, в разностях близких по составу к диоритам – субофитовая. Довольно часто в породе встречается интерстициальный микропегматит с высоким содержанием кварца (до 42-47 об. %), что позволяет определить парциальное давление воды при кристаллизации магмы $P_{oбщ} > PH_{20} = 0.5-0.1$ кбар [Ферштатер, Бородина, 1976].

Плагиоклаз является преобладающим минералом среди примокристаллов. Состав его варьирует в широких пределах: в ядре содержание анортитовой молекулы достигает 65%, краевая зона, как правило, олигоклазовая (27-35% An). В плагиоклазах наблюдается прямая зональность, зоны имеют четкие границы. Более мелкие выделения плагиоклаза имеют олигоклаз-андезиновый состав (25-35% An).

Упорядоченность плагиоклазов по дифрактометрическим данным характеризуется диапазоном значений ΔA1 = 0.21-0.32, соответствующим высокотемпературным модификациям. Степень упорядоченности плагиоклазов по оптическим³ данным ИУ = 0.0-0.3 [Slemmons, 1962]. По данным ИК-спектроскопии исследованные плагиоклазы лежат в высокотемпературной области [Laves, Hafner, 1956]. Для монцодиоритов характерна двупироксеновая ассоциация со значительными вариациями количественных соотношений клино- и ортопироксена. *Оба пироксена* образуют идиоморфные кристаллы короткопризматического (клинопироксен) и шестоватого (ортопироксен) облика размером до нескольких мм. Количество пироксена в породе не превышает 5%. Клинопироксены относятся к эндиопсидам с железистостью 22-33%, ортопироксены – к гиперстенам с железистостью 32-43%.

Температуры кристаллизации пироксенов монцодиоритов ключей Лапшина и Ветвистый по геотермометру П. Веллса [Wells, 1977] составляют 1050-1100°, по геотермометру Вуда-Банно [Wood, Banno,1973] – 990-1050°.

Амфибол в монцодиоритах представлен двумя разновидностями, принадлежащими к разным генерациям минералов. Ранний амфибол образует редкие плохо сохранившиеся крупные (до 0.5 см) кристаллы красновато-коричневого цвета, резко плеохроирующие. Ввиду плохой сохранности ранний амфибол проанализировать не удалось и все приведенные в работе анализы относятся к амфиболам поздней генерации, наблюдающейся в основной массе породы.

Поздний амфибол по составу отвечает обыкновенным роговым обманкам. Железистость роговых обманок четко зависит от основности породы, глиноземистость изменяется в широких пределах (5-15%).

Биотит, как и амфибол, в монцодиоритах присутствует в двух генерациях. Биотит первой генерации образует довольно крупные, но редкие, правильно ограненные пластинки. Он находится в парагенезисе с лабрадором и гиперстеном и является, очевидно, вместе с перечисленными минералами интрателлурическим образованием. Биотит второй генерации, распространенный несравненно шире, плеохроирует в коричневых тонах и находится в парагенезисе с обыкновенной роговой обманкой и плагиоклазом (An_{20.45}). Этот биотит кристаллизовался на протяжении длительного времени, начало и конец которого сильно отличаются по кремнекислотности магмы и содержанию воды. В результате можно наблюдать серию биотитов, ранние члены которой содержат FeO в количестве 15-16%, H₂O⁺ – 2-3% и имеют общую железистость 42-43% а поздние отличаются повышенными содержаниями FeO (около 21%) и Н₂О⁺ (около 5%) и повышенным коэффициентом железистости (51-52%). На диаграмме Фостера [Foster, 1960] все изученные биотиты лежат в поле Мд-биотитов.

Калишпат присутствует только в основной массе микропегматитовой или аллотриоморфнозернистой структуры и является высоким или промежуточным ортоклазом ($\Delta Z = 0.34-0.56$), что свидетельствует о довольно высокой скорости кристаллизации содержащих его пород.

95

В автометасоматическую стадию развивается актинолит по ортопироксену и роговой обманке, тальк и серпентин – по гиперстену, агрегаты серицита и цеолитов – по плагиоклазу.

Из акцессорных минералов в породах присутствуют апатит, ортит, циркон, ильменит и изредка – магнетит.

Монцодиориты кл. Лапшина относятся по классификации С.А. Коренбаума [1975] (см. рис. 45; табл. 23) к породам VI-VIII групп основности (H = 38-45%).

Окислы	106a	107a	1115	194	192a	1925	192г	192д	407-5	407-7	408-4	409-4	409-6	432	432-6
SiO ₂	61.05	58.95	64.44	62.09	57.37	65.15	65.28	61.37	61.90	61.24	61.35	62.13	62.92	58.84	59.10
TiO ₂	0.81	0.61	0.58	0.64	0.76	0.55	0.57	0.64	0.83	0.64	0.80	0.54	0.54	0.70	0.18
A1 ₂ O ₃	16.44	17.20	14.56	15.84	17.08	16.56	15.79	16.28	16.31	16.45	16.76	16.00	15.15	16.61	16.48
Fe ₂ O ₃	2.91	3.92	0.23	2.41	0.72	2.29	0.00	0.00	0.88	0.62	4.07	1.00	1.22	0.05	1.20
FeO	2.23	1.01	4.51	3.21	5.36	2.57	5.03	5.22	3.71	4.79	1.30	4.35	4.04	6.23	4.93
MnO	0.09	0.07	0.10	0.12	0.15	0.10	0.09	0.10	0.08	0.11	0.09	0.16	0.13	0.16	0.16
MgO	4.07	3.81	2.78	3.25	3.90	2.63	2.51	2.76	3.38	3.34	4.16	3.06	2.95	4.28	3.92
CaO	4.75	4.43	4.22	2.80	5.05	3.05	3.69	3.12	4.77	4.50	4.07	3.81	3.96	4.96	5.00
Na ₂ O	2.76	2.69	2.64	1.92	1.90	2.14	1.86	2.05	2.65	2.81	2.75	2.65	2.62	2.94	3.13
K ₂ O	3.15	2.95	3.77	3.87	2.48	3.35	3.08	3.70	3.19	3.18	3.10	3.58	3.53	3.17	3.46
H ₂ O ⁻	1.06	0.15	0.58	0.60	1.05	0.30	1.46	0.97	0.39	0.00	0.44	0.00	0.10	0.00	0.00
H_2O^+	1.18		0.95	2.83	1.59	0.72	0.00	3.10	-	2.04	-	2.69	2.17	1.72	2.10
P ₂ O ₅	0.17	0.27	0.16	0.33	0.31	0.30	0.22	0.29	0.18	0.20	0.17	0.15	0.20	0.32	0.30
п.п.п.	_	3.96	_	_	_				1.48	_	1.12	_	_	_	-
Сумма	100.67	99.75	99.52	99.91	99.50	99.71	99.58	99.60	99.75	99.92	100.18	100.12	99.53	99.98	99.96

Таблица 23. Химический состав гранитоидов массивов ключей Лапшина и Ветвистый

Аналитик: Славкина С.П.

Наиболее характерная особенность этих образований – повышенная калиевость при пониженных кальциевости, железистости и кремнистости, что и обусловило довольно глиноземистый характер этих пород. Монцодиориты имеют своеобразный геохимический состав. Их отличительной чертой является высокое содержание халькофильных элементов (Ag, Sn, Pb, Zn), т.е. тех элементов, которые определяют металлогенический профиль Краснореченского поднятия. Особенно высоких значений достигают концентрации Ag (до 0.51 г/т) и Sn (до 7 г/т).

Другая геохимическая особенность монцодиоритов – это повышенные и высокие содержания элементов, родственных базальтоидной магме – V, Co, Ni, особенно Сг и V, наряду с высокими содержаниями F и Ba – элементов типичных для гранитоидной магмы (см. табл. 16).

Интрузив ключа Солнечный

Интрузив обнажается на водоразделе ручьев Солнечый и Эльдорадский, слагая один из отрогов г. Эльдорадо, хорошо выраженный в рельефе. Он имеет небольшие размеры и сложную форму, в северном направлении от него отходит несколько апофиз (рис. 50). Интрузив прорывает и метаморфизует песчаники и алевролиты нижней подсвиты уктурской свиты. В эндоконтакте массива развиты узкие зоны закалки, в экзоконтакте имеется ореол ороговикованных пород. Последний прослеживается от массива кл. Солнечный в сторону г. Медвежья, где подобные изменения проявились на значительной площади и с большей интенсивностью. Это позволяет предположить, что интрузив кл. Солнечный является апикальным выступом более крупного еще невскрытого плутона.



Рис. 50. Схематическая геологическая карта интрузива ключа Солнечный (по материалам Н.Ф. Костерева).

 раннемеловые осадочные отложения уктурской свиты, 2 –гранодиориты,
 включения диоритов, 4 – контактовые роговики, 5 – жила аплитов, 6 – дайки диоритовых порфиритов, 7 – точки отбора проб, 8 – тектонические нарушения.

Сложен интрузив биотит-роговообманковыми гранодиоритами, содержащими мелкозернистые включения диоритового состава. Наиболее крупное овальной формы включение, встреченное нами, имело в поперечнике 1.5 м, резкие контакты и более мелкозернистую, чем вмещающие гранодиориты, структуру. Рядом с ним наблю-

дались включения и более мелких рамеров (до нескольких см). Подобные включения описаны ниже в 5 главе.

Гранодиориты рассечены многочисленными маломощными (до нескольких сантиметров) дайками аплитов.

Гранодиориты имеют массивную текстуру, гипидиоморфнозернистую структуру и неоднородный состав. Местами он больше соответствует кварцевым диоритам, и даже диоритам, чем гранодиоритам. Наиболее типичный гранодиорит состоит из плагиоклаза (46%), кварца (20%), биотита (15%), роговой обманки (14%), калишпата (3%), см. рис. 48. Акцессорные минералы представлены в основном сфеном, апатитом, ортитом, цирконом, ильменитом – (1-2%).

Изредка в породе встречается клинопироксен в виде мелких (до 1-2 мм) мономинеральных срастаний. Иногда порода имеет порфировидный облик, где порфировидные выделения представлены гломеропорфировыми сростками плагиоклаза. Крупные выделения **плагиоклаза** идиоморфны и зональны. Можно различить как минимум три зоны: ядро – An₅₀, средняя – An_{28,42} и, наиболее широкая краевая – An_{28,42}.

Калишпат находится в микропегматитовых срастаниях с кварцем, которые выполняют промежутки между ранними минералами. Количество кварца в микропегматитовых срастаниях колеблется в пределах 40-45 об. %. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой с железистостью около 40%. Он образует удлиненные шестоватые кристаллы. Биотит, как и в монцодиоритах кл. Лапшина, имеет общую железистость 50-52% и на диаграмме М. Фостера [Foster, 1960] лежит в поле Мg-биотитов.

На петрохимической диаграмме С.А. Коренбаума [1975] интрузивные породы кл. Солнечный лежат в области VII-IX групп основности, которые являются диоритами. Они имеют нормальную кальциевость и железистость, нормальную или незначительно повышенную калиевость и кремнистость (табл. 24; рис 45). Особенности микрокомпонентного состава гранодиоритов кл. Солнечный в основном повторяют таковые для пород кл. Лапшина. Особо надо сказать о серебре, содержания которого и в гранодиоритах и в диоритовых включениях превышают кларковые в 8 раз. Впрочем, повышенными содержаниями Аg отличаются все монцодиоритгранодиоритовые породы Краснореченского поднятия (см. табл. 17).

Оснети	123г	123e	123д	123ж	1233	123	123a	1236	123в	123и	123л	123м
UKIUJBI	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	56.54	56.31	59.51	56.14	56.46	63.86	60.94	63.98	63.78	62.95	64.27	64.55
TiO	0.75	0.77	0.32	0.43	0.71	0.53	0.60	0.40	0.30	0.45	0.40	0.29
A1,0,	17.00	16.35	15.01	16.31	16.27	15.46	16.07	16.08	15.71	15.96	15.30	15.24
Fe ₂ O ₂	0.25	1.15	0.34	1.90	1.21	0.00	0.92	0.08	0.83	0.48	0.67	0.71
FeO	7.44	6.66	6.50	5.55	6.65	5.19	5.25	4.23	3,68	5.25	3.87	3.77
MnO	0.14	0.16	0.05	0.16	0.16	0.09	0.12	0.06	0.06	0.14	0.08	0.07
MgO	4.89	5.28	4.98	5.61	4.83	2.99	3.21	2.73	3.29	2.45	2.58	3.02
CaO	6.64	7.01	6.83	7.65	6.98	4.44	5.02	4.67	4.48	5.58	4.25	6.67
Na ₂ O	2.88	3.08	2.81	3.14	3.06	2.73	2.61	3.21	2.94	2.99	2.62	3.02
K,Ô	1.57	1.58	1.56	1.42	1.69	2.52	2.33	2.30	2.44	2.13	2.41	2.48
H ₂ O ⁻	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$H_{\gamma}O^+$	1.81	1.78	2.29	1.83	2.06	1.56	2.08	1.97	2.69	1.78	2.55	2.23
P_2O_5	0.31	0.35	0.21	0.29	0.29	0.27	0.36	0.19	0.24	0.15	0.13	0.15
Сумма	100.51	100.48	100.41	100.43	100.37	99.84	99.91	99.90	100.39	100.52	99.98	99.78

Таблица 24. Химический состав (% мас) гранитоидов интрузива ключа Солнечный

Примечание: 1-5 – включения диоритов, 6-12 – гранодиориты. Аналитик: Славкина С.П.

Интрузив ключа Желтый

Массив расположен в бассейне левых притоков ключа Желтый. впадающего в реку Большая Уссурка справа. Он имеет эллипсоидальную форму и незначительные в современном эрозионном срезе размеры. Интрузив прорывает раннемеловые песчано-сланцевые отложения валанжинского яруса и уктурской свиты, которые на контактах интенсивно биотитизированы и часто превращены в биотитовые роговики. Ширина зоны ороговикования небольшая – несколько десятков см. Со стороны экзоконтакта развиты маломощные турмалиновые зоны (рис. 51). Сложен массив биотит-амфиболовыми гранодиоритами, подобными гранодиоритам ключа Солнечный, и гранодиорит-порфирами. Вся центральная часть массива скрыта аллювием ручья, поэтому характер взаимоотношений гранодиорит-порфиров с гранодиоритами выяснить не удалось. Судя по петро-геохимическим особенностям гранодиорит-порфиров, они идентичны, описываемым гранодиоритам (см. рис. 45). Гранодиориты содержат включения диоритового состава округлой формы разных размеров. Последние, как и описанные ранее подобные образования в массиве кл. Солнечный, всегда имеют резкие контакты, более основной по сравнению с вмещающими их гранодиоритами состав и более мелкозернистую структуру.



Рис. 51. Схематическая геологическая карта интрузива ключа Желтый (по материалам Н.К. Цесарского).

 гранодиориты и гранодиоритпорфиры, 2 – включения диоритов, 3 – дайки кварцевых порфиров, 4 – дайки диоритовых порфиритов, 5 – тектонические нарушения, 6 – контактовые роговики, 7 – раннемеловые осадочные отложения уктурской свиты, 8 – раннемеловые осадочные отложения валанжинского яруса, 9 - точки отбора.

Гранодиориты отличаются от одноименных пород ключа Солнечный большим содержанием

калинатрового полевого шпата (до 6-7% против 3%) и меньшим содержанием плагиоклаза (43% против 46%). Содержание кварца (до 20%) и темноцветных минералов (22-30%) подобны в гранодиоритах обоих массивов (см. рис. 47).

Для гранодиоритов ключа Желтый, как и для других массивов описываемого комплекса, характерно наличие клино- и ортопироксена, хотя и в очень незначительных количествах (доли %). Темноцветные минералы

представлены биотитом и роговой обманкой, но, в отличие от идентичных пород массива ключа Солнечный, с преобладанием роговой обманки. Структура гранодиоритов гипидиоморфнозернистая, порфировидная.

Пространство между наиболее крупными минералами (кристаллами плагиоклаза, их гломеропорфировыми срастаниями, призмами роговой обманки и пластинками биотита) заполнено ксеноморфными зернами калинатрового полевого шпата и кварца, которые иногда образуют микропегматитовые срастания с содержанием кварца до 44-45%, что соответствует Рн₀ = 0.2-0.3 кбар [Ферштатер, Бородина, 1976].

Акцессорные минералы представлены в основном апатитом, сфеном, ортитом, цирконом, ильменитом и, спорадически, – магнетитом.

Плагиоклаз – наиболее существенная (до 43%) составная часть гранодиоритов ключа Желтый. Крупные выделения плагиоклазов всегда многократно зональны и полисинтетически сдвойникованы. Составы их колеблются от андезин-лабрадорового ядра (49-53% An) до олигоклазовой каймы (27-29% An). Степень упорядоченности плагиоклаза, определенная по 2V_{Np} [Slemmons, 1962], не превышает 30, по диаграмме состав – оптическая ориентировка – 0.3-0.5. [Ванде-Кирков, 1972]. По данным ИК-спектроскопии все исследованные плагиоклазы лежат в высокотемпературной области [Laves, Hafner, 1956]. Дифрактометрическое изучение подтвердило, что плагиоклазы из гранодиоритов соответствуют высокотемпературным модификациям с ΔA1 = 40 [Каменцев, Блюмштейн, 1974].

Амфибол образует призматические выделения размером до 1.5 мм. На классификационных диаграммах [Дир и др., 1965] точки составов амфиболов из гранодиоритов ключа Желтый лежат в поле обыкновенных роговых обманок. Они характеризуются устойчивыми содержаниями CaO – 10-11%, высокими содержаниями MgO (12-14%), сумма окислов Na₂O и K₂O достигает 2.5%. Железистость роговых обманок 33-38%, глиноземистость изменяется в широких пределах (L = 10-19%).

Биотит в породе присутствует в незначительных количествах. По химическому составу он является магнезиальной разновидностью, также как и биотит, описанных выше интрузивов ключей Лапшина и Солнечного.

Калинатровый полевой шпат содержит пертиты распада и относится к промежуточным и низким ортоклазам ($\Delta Z = 0.52-0.66$) в отличие от высоких и промежуточных ортоклазов пород ключа Лапшина ($\Delta Z = 0.34-0.56$).

Причиной более медленного остывания пород ключа Желтый, по сравнению с породами ключа Лапшина, были, очевидно, более крупные размеры интрузива. На петрохимических диаграммах точки анализов гранодиоритов кл. Желтый лежат в V-VI группах основности; включений – в VII-VIII группах и характеризуются: повышенной калиевостью и пониженной кальциевостью при пониженной железистости, подобно породам кл. Лапшина (табл. 25).

	164	165	178	164a	168	170	1126	262	175	176	177	180	181
Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	55.05	57.55	56.00	56.00	61.50	63.45	66.38	62.15	65.11	65.85	66.00	65.23	67.41
TiO ₂	1.05	1.06	1.10	0.99	0.87	0.87	0.47	0.56	0.60	0.65	0.58	0.57	0.48
A1 ₂ O ₃	18.50	17.50	16.00	18.60	17.10	16.20	15.62	16.71	15.27	15.10	14.22	15.33	15.52
Fe ₂ O ₃	0.54	4.60	1.36	0.61	2.60	0.81	0.00	1.40	1.01	1.90	1.47	0.09	1.44
FeO	7.56	2.30	5.91	7.40	2.88	4.32	3.51	2.78	4.00	2.59	2.16	4.25	2.59
MnO	0.18	0.07	0.19	0.16	0.09	0.11	0.08	0.08	0.13	0.13	0.09	0.12	0.08
MgO	3.54	2.00	4.30	3.80	2.67	2.60	1.43	2.39	2.11	1.95	3.80	2.04	1.60
CaO	4.38	3.77	5.45	4.25	3.70	3.70	2.47	2.60	2.37	2.25	1.65	2.79	3.38
Na ₂ O	2.75	2.80	2.69	2.78	2.90	2.85	3.54	3.62	2.75	2.76	3.24	2.54	2.57
K ₂ O	2.88	3.62	2.15	2.81	3.40	3.40	3.54	4.01	4.01	4.01	4.23	3.76	3.68
H ₂ O ⁻	0.20	0.51	0.00	0.30	0.07	0.43	0.00	0.00	0.00	0.57	0.62	0.41	0.68
H_2O^+	_	_	3.70	1.99	_	-	2.64	3.05	1.09	-	_	2.24	0.34
P ₂ O ₅	0.27	0.30	0.52	0.30	0.20	0.17	0.09	0.23	0.14	0.11	0.10	0.37	0.29
п.п.п.	3.06	4.20	_	_	1.66	1.04	_	-	_	2.25	2.00	_	_
Сумма	99.50	99.57	99.46	99.99	99.57	99.52	99.47	99.58	99.81	99.55	99.54	99.68	100.06

Таблица 25. Химический состав (% мас.) гранитоидов интрузива ключа Желтый

Примечание: 1-4 – диоритовые включения, 5-8 – гранодиориты, 9-13 – гранодиоритпорфиры. Аналитик: Славкина С.П.

Содержание микроэлементов в породах массива ключа Желтый показано в табл. 16. Породы ключа Желтый содержат Ва, Sr – в 1.5, V – Со в 2-3, Ag – в 5-11, Pb – в 6-10, Sn – в 3-20 раз выше кларковых.

2.3. Сравнительная характеристика интрузивов западной и восточной частей вулканического пояса

Таким образом гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса образуют три группы тел, закристаллизованных на небольшой (< 3-4 км) глубине, разделенных пространственно и отличающихся своими петрологическими особенностями. Интрузивы восточной части (на побережье Японского моря – 1 группа) образуют крупные (десятки километров) многофазные тела, сложенные равномерно – зернистыми породами диоритгранодиорит-гранитного состава, которые кристаллизовались при 650-750°С, являются производными І-типа расплавов и относятся к магнетитовой серии. Массивы западной части пояса – в пределах Дальнегорского района (2 группа) и Краснореченского поднятия (3 группа) – однофазны, сложены порфировидными породами гранодиорит-монцодиоритового состава, относящимися к ильменитовой серии. (табл. 26). Они кристаллизовались при 750-800 °C и 850-900 °C, соответственно, и образуют небольшие тела (первые километры в Дальнегорском и десятки метров в Краснореченском), сопровождаются боросиликатными и полиметаллическими в Дальнегорском и оловянно-полиметаллическими месторождениями в Краснореченском районе, тогда как в интрузивах прибрежной группы известны незначительные магнетит-скарновые и молибденовые рудопроявления.

Таблиі	4a 26. Cpa	BH	ительная ха	арактери	стика	гранитоидных	интру-	
ЗИВОВ	западной	И	восточной	частей	Восто	очно-Сихотэ-Алі	инского	
вулканического пояса								

	Ι	II	III		
Параметры	Прибрежные	Дальне- горские	Красноре- ченские		
Состав	 1 – диориты 2 – гранодиориты 3 – граниты 4 – граниты миаро- ловые, аплито- видные 5 – аплито-пегма- титы, гранит- порфиры 	1 – диориты 2 – грано- диориты 3 – граниты	l – монцодиорит - гранодиориты		
Возраст (млн. лет)	$ \begin{array}{r} 1 - 88-72 \\ 2 - 69-65 \\ 3 - 64-50 \\ 4 - 48-41 \end{array} $	$ \begin{array}{r} 1 - 83 \\ 2 - 69 - 72 \\ 3 - 60 - 63 \end{array} $	1 – 84-87 (64-59)		
Размер интрузивных тел (км)	10 - 70	1 - 5	сотни метров		
Количество фаз	многофазные	однофазные (дифферен- цированные)	однофазные (слабо дифферен- цированные)		
Структура пород	равномерно- зернистая	резко порфировидная			
Условия кристал- лизации	закрытая система	открытая система			
Глубина кристал- лизации (км)	3 - 4	0.5 - 2.5	1.2 - 2		
Температура кристаллизации	650 - 750°	750 - 850°	800 - 900°		
Парагенезис темноцветных	роговая обманка, биотит	роговая обманка, биотит	пироксен, роговая обманка, биотит		
Акцессорные	магнетит	ильменит, магнетит	ильменит		
Глубина генерации расплавов	15 - 20 км (5 - 6 кбар)	20 - 25 км (7 - 8 кбар)	25 - 30 км (9 - 10 кбар)		
Содержание флюидов в породе	7 - 9	7 - 22	13 - 15		
Об. % СО (в флюидной фазе)	2	3 - 7	3 - 7		

Химический состав пород гранитоидных массивов западной и восточной частей вулканического пояса показан на диаграммах (рис. 52).



Рис. 52. Положение точек составов гранитоидов на классификационных диаграммах (Debon and Le Fort, 1983): 1 - восточной и 2 - западной части ВСАВП А – [Q–P] и Б – [А–В].

Заметные различия между гранитоидами западной и восточной частями пояса показывают диаграммы, учитывающие составы биотита, подтверждая, что формирование этих пород происходило при различных окислительновосстановительных условиях.

На диаграмме «Fe²⁺ – Fe³⁺ – Mg» [Wones, Eugster, 1965] (рис. 53) составы биотитов из пород массивов побережья и Дальнегорской вулканоструктуры с одной стороны, и Краснореченского поднятия с другой, образуют две изолированные группы точек, различающиеся по температуре и фугитивности кислорода (f O₂).

Биотиты массивов Краснореченского блока, согласно этой диаграмме (рис. 53), образовались при более высоких температурах (800-900°) и $1nfO_2 = (-13)-(-15)$, тогда как прибрежные и дальнегорские – при T = 600-700 °C и $1nfO_2 = (-16)-(-17)$. Условия окисленности-восстановленности для обеих этих групп биотитов были близки и отвечают буферам кварц-фаялит-магнетитовому (QFM) и никель-никель-О (NNO), не достигая гематит-магнетитового.

Биотиты Бринеровского интрузива по своему составу резко отличаются от биотитов других изученных массивов своей высокой магнезиальностью (17-21 мас. % MgO; табл. 8), что крайне необычно для биотитов малоглубинных гранитов вообще [Маракушев и др., 1965, 1966] и для гранитоидов Прибрежной зоны в частности, где содержание MgO в биотитах колеблется в пределах 6.5-12 мас. % [Коренбаум и др., 1973, 1975, Валуй, 1979]. Высокую магнезиальность биотитов Бринеровскогого массива можно объяснить низким давлением водорода и воды во флюиде позднемагматической стадии, что может быть следствием быстрой потери флюидной фазы вообще в малоглубинных условиях и (или) возрастания активности бора и фтора на заключительном этапе кристаллизации [Валуй и др., 1991].



Рис. 53. Связь между железистостью биотита и P-T-fO₂ условиями его образования (Wones, Eugster, 1965).

Точки биотитов из гранитоидов интрузивов: 1 – Прибрежной зоны и Дальнегорской вулкано-структуры, 2 – Краснореченского поднятия, НМ-гематит-магнетитовый, NNO-никель-О, QFM-кварц-фаялит-магнетитовый буферы; (7-20)-f 0_,.

ГЛАВА З.

ГЕНЕРАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

3.1. Модель генерации исходных (материнских) магматических расплавов

авно утихли споры и горячие дискуссии, кипевшие в 50-е годы двадцатого века, по вопросу происхождения гранитов: магматическим или метасоматическим путем они образовались. Современная наука однозначно отвечает на этот вопрос, установив, что граниты образованы расплавами вполне закономерного состава, представляющими фактически тройную кварц-полевошпатовую эвтектику, в которой количество кремнезема зависит от содержания воды [Tuttle, Bowen, 1958; Luth et al., 1964; Штейнберг, Ферштатер, 1968; Эпельбаум, 1980; Маракушев, 1988; и др.], от изменения щелочности [Жариков и др., 1990, 1994; Жариков, 1996; и др.], присутствия фтора [Maning, 1981], хлора [Platen, 1965; Рябчиков, 1975; Кузнецов, Эпельбаум, 1985], бора [Pichavan, 1981, 1987] и др.

Анализ современного состояния проблемы гранитообразования показывает, что гранитоидные магмы образуются в результате двух главных процессов: а) в результате процесса гранитизации, который можно определить как процесс неизохимического парциального плавления с предварительной метасоматической переработкой и последующим замещением расплавом пород земной коры; б) в результате теплового и химического взаимодействия базальтовых (мантийных) расплавов с веществом земной коры, приводящего к возникновению гибридных магм, претерпевших (или не претерпевших) перемещение (одно- или многоэтапное внедрение), кристаллизационную и флюидно-магматическую дифференциацию и другие динамические процессы [Жариков, 1987; Жариков и др., 1994].

Для гранитов первого типа характерно отсутствие многофазности. Гранитоиды второго типа («смешанного», по Жарикову, 1987) отличаются многоэтапностью (многофазностью) формирования с широкими вариациями составов (от габбро-диоритов и монцонитов до лейкократовых гранитов) и парагенезисов в зависимости от химических потенциалов щелочей и геохимических характеристик комплексов пород. Гранитоидные серии второго типа наиболее характерны для островодужных и посторогенных этапов, а также для областей активизации, тогда как гранитоиды первого типа преобладают в наиболее глубинных и древних структурах земной коры.

По представлениям [Кадик, Френкель, 1982; Brimhall, Crerar, 1987; Богатиков и др., 1987, Перчук, 1996; и др.] магматические расплавы

среднего и кислого состава генерируются путем плавления пород коры под действием тепла внедряющихся мантийных расплавов с широким участием ассимиляции и контаминации. Образуется эволюционный ряд пород от первичных мантийных расплавов ультраосновного и основного состава через серию пород, в разной степени контаминированных расплавленными породами нижней коры среднего состава, к кислым породам гранитного состава, представляющим из себя высоко дифференцированные коровые анатектические расплавы.

Как отмечают А.А. Кадик и М.Я. Френкель [1982], расплав зарождается на глубине, соответствующей области перекрывания геотермы с нижней частью поверхности начала плавления силикатного вещества (солидуса) при наличии H₂O и CO₂. При этом появляются условия для возникновения диапиров, астенолитов, магматических колонн. Отдельный диапир по этой схеме генерирует колонну расплава, дифференцированную по высоте, причем, механизмом дифференциации является селективное плавление исходного вещества. Головная часть столба магмы отделяется от исходного вещества при наиболее высокой температуре. Она дает начало первым, наиболее основным фазам – габбро-диоритам и диоритам.

Нижняя часть магматической системы, представляющая собой смесь кристаллов с межзерновым расплавом, может двигаться в Р-Т пространстве вдоль линии солидуса, а непрерывно отделяющийся от нее расплав на диаграмме можно изобразить пучком кривых, отходящих от этой линии [Кадик, Френкель, 1982] – рис. 54.

Судьба отделившегося расплава зависит от скорости его подъема, которая благодаря низкой вязкости (расплав насыщен флюидом H₂O и CO₂) может быть исключительно высока.

Особенности изученных интрузивов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, как мне кажется, хорошо согласуются с декомпрессионной моделью образования магм [Кадик, Френкель, 1982]. По геофизическим данным земная кора под Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом имеет мощность 25-30 км (на побережье) и увеличивается до 35-40 км под западной частью пояса [Безверхний, 1980; Кулинич, 1969]. Как было показано, в этом же направлении увеличивается температура кристаллизации магматических пород интрузивов.

Интрузивы Краснореченского поднятия (западная часть пояса) образованы наиболее высокотемпературными (950-1050 °C) недифференцированными расплавами, ближе всего отвечающими высокотемпературной адиабате. Состав расплава отвечает диорит – гранодиориту. Объем расплавов этого типа был невелик, поэтому массивы имеют незначительный размер. Быстрота перемещения его почти исключает дифференциацию вещества в магматической колонне. Для них характерно интенсивное выделение флюидной фазы задолго до момента достижения



Рис. 54. Слева – схема развития магматических процессов в водосодержащей коре и верхней мантии согласно декомпрессионной модели [Кадик, Френкель, 1982]. Варианты декомпрессии: К – расплавов интрузивов Краснореченского поднятия, Д – Дальнегорской вулканоструктуры, П – Прибрежной зоны.

Справа – схематический разрез вкрест простирания Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса. Строение земной коры зоны перехода континент-океан по В.Л. Безверхнему [1981], глубина магматических очагов - по петрологическим данным. Буквами обозначены: П – Прибрежная зона, Д – Дальнегорская вулканоструктура, К – Краснореченское поднятие. 1 – гранитный слой, 2 – базальтовый, 3 – мантия, 4 – граница Мохо (М) и Конрада (К), 5 – диориты (D) и монцодиориты (MD), 6 – гранодиориты (GD), 7 – граниты (G), граниты миароловые, щелочные, аплитовидные (Gm), аплитопегматиты (AP), 8 – породы Таухинского террейна, 9 – породы вулканического пояса, 10 – предполагаемое место генерации расплавов.

Цифры – возраст интрузивных образований (млн. лет), калий-аргоновый метод, лаборатории ДВГИ и ПГУ, Владивосток, в скобках – лаборатория СибГЕОХИ (Иркутск).

ими верхней линии солидуса – происходит выкипание «избыточного» флюида при падении давления [Валуй, Стрижкова, 1997].

Группа интрузивов Дальнегорской вулканоструктуры могла быть образована расплавами, генерированными при более низких температурах 800-900 °С, чем краснореченские. Здесь процесс идет с отделением дифференциатов все более низкотемпературных, что приводит к формированию отдельных магматических тел различного состава от габбродиоритов (Николаевский интрузив) через гранодиориты (Лидовский) и адамеллиты (Дальнегорский) до гранитов (Араратский). Кристаллизация этих расплавов начиналась с появления порфировидных выделений плагиоклаза в промежуточных магматических камерах, а выделение («выкипание») избыточной флюидной фазы происходит также, как и в краснореченских, до достижения ими верхней солидусной кривой, что приводит к образованию резко порфировидных пород.

Многофазные интрузивы Прибрежной зоны Приморья образованы наиболее низкотемпературными расплавами. Более низкий энергозапас этих расплавов приводит к более медленному подъему и более длительному следованию системы вдоль эвтектического равновесия (кристалл – расплав – пар) [Кадик, Френкель, 1982]. Перемещение расплава здесь происходит с наименьшим перепадом давлений между уровнями генерации и кристаллизации и без выкипания флюида, так как фактически расплав остается в одной и той же «изофации» по флюиду. Выделение незначительного количества флюида здесь происходит при достижении верхней части кривой солидуса в процессе кристаллизации – при образовании, например, миароловых гранитов. Более медленный подъем этих расплавов приводит к более обширному плавлению и поэтому объем расплавов здесь был больше, что способствовало образованию более крупных геологических тел, по сравнению с предыдущими двумя группами.

Кристаллизация пород этой группы интрузивов происходит в присутствии флюидов, что способствует образованию равномерно зернистых пород и широкому развитию процессов внутри камерной дифференциации (см. рис. 54).

3.2. Особенности кристаллизации гранитоидов

Условия кристаллизации многофазных интрузивов были достаточно подробно рассмотрены ранее в работах автора [Валуй, 1979: Валуй, 2012; Валуй, Стрижкова, 1997] поэтому в этой главе остановимся на особенностях кристаллизации гранитоидов западной группы интрузивов и в первую очередь дальнегорских адамеллитов, в которых наиболее четко проявлена этапность и последовательность кристаллизации.

Как было показано выше, для гранитоидных массивов западной части вулканического пояса очень характерна многоэтапная кристаллизация пород: особенностью их структурного облика является наличие крупных гломеросростков плагиоклазов, находящихся в мелкозернистой основной массе Q-Pl-Fsp-Bi-Hb состава. Наряду с гломеросростками плагиоклаза присутствуют порфировидные выделения кварца, очень редко роговой обманки и КПШ, окруженного каймой кислого плагиоклаза (структура рапакиви).

Гломеросростки плагиоклаза обладают довольно крупными размерами (до 0.6-0.8 x 1 см) и несут в себе черты длительной и сложной истории, которую прошли кристаллы плагиоклаза, их образовавшие, от начала кристаллизации до завершающих этапов (рис. 46, 47). Центральные части гломеросростков сложены нередко очень основными плагиоклазами

(до An_{70 80}), что свидетельствует о начале кристаллизации их при температурах 1000-1100 °C, а возможно и выше в зависимости от Р_{обш} и содержания воды в расплаве. Мы, к сожалению, не обладаем какими-либо более определенными данными, чтобы сузить этот широкий диапазон предполагаемых условий начала кристаллизации ядер плагиоклазовых гломеросростков, кроме ссылки на экспериментальные фазовые диаграммы Дж. Уитни [Withney, 1975], Х. Неквасил [Nekvasil, 1988,] и др., согласно которым ассоциация PI+Q в расплаве адамеллитового состава может появиться при $P_{obm} = 7-8$ кбар и содержании $H_2O = 2.5-3$ вес.% с T = 1100 °C и ниже (рис. 55). На меньших глубинах, отвечающих давлению ~2 кбар, поле Pl-Q-L редуцируется и существует в узком температурном интервале и очень сухих условиях, которые, видимо, нереальны для природных адамеллитовых расплавов. При расчете путей кристаллизации расплавов гранит-адамеллито-гранодиоритовых составов Х. Неквасил [Nekvasil, 1988] указывает, что первые кристаллы плагиоклазов, состава Ап, 769 появляются при 946 °С (рис. 56 Б).



Рис. 55. Фазовые диаграммы для синтетических адамеллитов при Р_{н20}=2 и 8 кбар [Nekvasil, 1988].

Пунктирная линия показывает предполагаемый путь кристаллизации гломеросростков зональных плагиоклазов адамеллитов Дальнегорского интрузива l, 2 – An₇₀₋₈₀, 3 – An₆₄₋₅₂; 4 – An₄₆₋₄₂₋₄₀₋₃₈; 5 – An₄₀₋₃₆; 6 – An₃₀₋₂₆₋₂₄; 7 – An₂₄₋₂₂. Диаграмма справа характеризует условия начала кристаллизации расплава в гипотетическом очаге на глубинах 8 кбар, левая – на уровне становления интрузива (около 1 кбар).




1 – адамеллиты и 2 – граниты Дальнегорского, 3 – Араратского, 4 – Бринеровского, 5 – 27-ого Ключа. Соединительные линии на диаграмме указывают составы сосуществующих полевых шпатов, в столбцах ниже – Т °С и относительные количества плагиоклаза, кварца и калинатрового полевого шпата в мол. % соответственно:

А	Б	В
$1 - 1016^{\circ}(0,2,0)$	$1 - 989^{\circ}(0,0,0)$	$1 - 1078^{\circ}(0,0,0)$
2 – 955 (3,9,0)	2 – 946 (2,0,0)-An 76	2-942(7,0,0)
3 – 925 (5,12,0)	3-908(4,5,0)	3 – 902 (10,6,0)
4 – 906 (6,13,0)	4 - 887 (6, 7, 0)-An ₄₁	4 - 861 (14,9,0)
5 - 884 (7,17,7)	5 - 867 (7,9,0)	5 - 834 (15,137)
6 – 815 (10,22,10)	6 - 807 (10,18,15)	6 - 762 (18,19,16)
7 – 674 (25,39,36)	7 – 787 (11,19,17)	7 – 724(28,36,32)
	8 - 718 (21,38,41)	

Диаграмма плагиоклазовых ликвидусов-солидусов (рис. 57) показывает также, что плагиоклазы состава An_{70-80} могут появляться в широком диапазоне температур – от 1400 °С при $P_{oбщ} = 10$ кбар до 900 °С при $P_{oбщ} = P_{H20} = 2$ кбар. Кристаллизация этих составов продолжалась при довольно стабильных условиях, если судить по высокой упорядоченности центральных ядер гломеросростков плагиоклазов (табл. 20), до 880-900 °С и появления среди вкрапленников КПШ (точка 4, см. рис. 55). Вкрапленник калинатрового полевого шпата, пелитизированный и обрастающий каймой плагиоклаза, наблюдаемый в одном из шлифов, дает нам основание предполагать, что именно при 880-900 °С расплав,



Рис. 57. Проекция плагиоклазового ликвидуса и солидуса на бинарное основание системы альбит-анортит для адамеллит-гранодиоритовых составов при различных Р_{общ} и Р_{Н20} по данным:

1-2 – Lindsley, 1968; 3 – Yoder, 1969 (по Pringle et al., 1974); 4, 8 – Loomis. 1979; 5, 7 – Nekvasil, Burnham, 1987; 6 – Loomis, Welber, 1982; 9, 10, 11 – Johannes, 1978, 1980, 1984. Жирной линией показан путь изменения состава расплава (A-A₁) и кристаллов плагиоклаза (B-B₅) при кристаллизации адамеллитов Дальнегорского интрузива (B-B₁ – ядра и B₂-B₃ – средние зоны гломеросростков, окружающие ядра; B₄-B₅ и B₄⁻¹-B₅⁻¹ – плагиоклазы основной массы).

с образовавшимися кристаллами плагиоклаза, кварца и калинатрового полевого шпата, был перемещен на новый гипсометрический уровень, соответствующий промежуточной камере, отвечающей, видимо, глубине 5-6 км, где кристаллизация продолжалась при возрастании насыщения расплава флюидной фазой. На этом уровне кристаллы An₄₆₋₄₀ начинают нарастать на более основные ядра ранее образовавшихся кристаллов плагиоклаза An₈₀₋₇₀₋₆₀. При уменьшении давления, расплав из поля Pl-Q-Af (точка 4, справа, см. рис. 55) вновь попадает в поле Pl-L, чем и можно объяснить нарастание плагиоклаза на КПШ.

Плагиоклазы состава $An_{46-40-36}$ кристаллизовались в поле Pl-Af-Q-L при температуре T = 885-750 °C (см. рис. 55).

Их низкая упорядоченность (0.0-0.25) и неправильно-ритмичная (с обратной) зональность свидетельствуют о большой нестабильности условий при их образовании, что, видимо, происходило в момент перемещения расплава в промежуточную магматическую камеру. Количество вкрапленников кварца и плагиоклаза в адамеллитах Дальнегорского массива колеблется от 37 до 47 об. % (см. табл. 19) и, следовательно, если вначале кристаллизации содержание воды не превышало 2.5-3 мас. % (3.5% по определению Ф.Г. Рейфа; табл. 77), то к моменту кристаллизации основной массы порфировидной породы оно должно возрасти до 6-7%, согласно диаграмме Burnham, Jahns [1962]. На уровне застывания массива, определяемом по геологическим данным величиной менее 3 км (P < 1 кбар), вначале продолжают расти плагиоклазы An₃₅₋₂₆ вокруг гломеросростков до тех пор, пока переохлаждение расплава, вызванное потерей летучих в результате декомпрессии, не достигнет критической стадии, на которой начинается массовая нуклеация, приводящая к кристаллизации большого количества мелких кристаллов, слагающих основную массу порфировидных адамеллитов. Они образуют ассоциацию – упорядоченный плагиоклаз завершающую кристаллизацию (An₂₅₋₂₂₋₂₀)-Fsp-Q-Bi, адамеллитов. Этап обрастания гломеростростков зонами состава An₃₅₋₃₄₋₃₂₋₃₀ происходит в нестабильных условиях: упорядоченность плагиоклазов этого состава колеблется от 0.25 до 0.8 и кое-где наблюдается обратная зональность и разъедание ранее образованных зон (обр. В-1499з, В-1499о; см. рис. 46, 47), что обусловлено, вероятно, отделением флюидной фазы.

Внешние зоны гломеросростков плагиоклаза иногда содержат обильные расплавные и флюидные (?) включения, возможно фиксируя таким образом этапы вскипания расплава. Схематично путь кристаллизации гломеросростков плагиоклазов показан на диаграмме рис. 57. Левая ее часть представляет сводку литературных данных по положению линий плагиоклазового ликвидуса-солидуса в зависимости от различных условий: общего давления, водосодержания и присутствия дополнительных фаз кварца и калинатрового полевого шпата в системе [Lindsly, 1969; Yoder, 1969; Pringle et al., 1974; Loomis, 1979; Loomis; Welber, 1972; Nekvasil, Burnham, 1987; Nekvasil, 1988,; Johannes, 1980, 1984]. Кривые 1-3 являются результатом исследования двухкомпонентных систем, 4-10 - систем сложного состава, т.е. учитывают влияние кварца и ортоклаза [Johannes, 1980, 1984]. Однако, Н. Nekvasil [1988,], комментируя столь низкое положение кривых № 9-10, высказывает сомнение в их равновесности из-за трудности достижения его в экспериментальных исследованиях гранитных систем в условиях недосыщенности Н₂О. Правая часть диаграммы показывает составы гломеросростков плагиоклазов из адамеллитов Дальнегорского массива. Изменение состава реальных кристаллов плагиоклаза показано на кривых солидус отрезками В-В, соответствующее им предполагаемое

изменение состава расплава в процессе их кристаллизации – на кривой ликвидус отрезками A-A₅.

Так как начало кристаллизации плагиоклазов An₇₀₋₈₀ происходит из ненасыщенного расплава на глубинах, вероятно, более $6 \, {\rm km} \, ({\rm P}_{\rm obm} > 2 \, {\rm kbap})$ и температурах порядка 1287-1350 °С, судя по термометру Кудо-Вейла-Mateca [Kudo, Weil, 1970; Mathez, 1973], то может быть условно показано или на самой верхней кривой солидус для $P_{obm} = 10$ кбар или на кривой $P_{obm} = 2$ кбар отрезками B-B₁ или B'-B' (см. рис. 57). По мере кристаллизации безводных минералов флюидное давление в расплаве будет возрастать, и изменение составов средних зон гломеросростков (An, 5) будет соответствовать отрезку В2-В3 на кривых ликвидус-солидус для Р_{обш} = Рн₂о ~ 2 кбар (кривая № 5; рис. 57). Завершение кристаллизации гломеросростков An₃₅₋₂₄ и образование плагиоклазов основной массы An_{30,20} адамеллитов происходит уже в условиях, близких к насыщению флюидной фазой, на месте становления массива и может быть изображено отрезками В₄-В₅ и В'₄-В'₅ на кривых ликвидус-солидус (№ 8, 9; см. рис. 57). Плагиоклазовый термометр для составов крайних зон гломеросростков Ап₃₀₋₂₄ дает температуру 967-922 °С, по расчетам Х. Неквасил [Nekvasil, 1988,] - 800-720 °С (рис. 56).

Следующий важный момент заключительного этапа кристаллизации гранитоидной магмы в малоглубинных условиях – отделение летучих, которое играет определяющую роль в потенциальной рудоносности конкретных массивов. Рассмотрим специфические условия, при которых выделяется флюидная фаза (вода) при охлаждении гранит-монцонит-тоналитовых магм, на основе фазовых равновесий, изученных Дж. Уитни [Whitney, 1975], рис. 58. Диаграммы показывают, что гранитные расплавы стремятся закристаллизоваться, достигнув поля Pl-Af-Q-V (плагиоклаз – калишпат – кварц – пар), что происходит на глубине ~ 3-5 км (1-1.5 кбар)



в широком диапазоне содержаний воды (рис. 58).

Другой особенностью кристаллизации гранитоидных систем является то, что высокотемпературные гранитадамеллит-гранодиорит-тоналитовые расплавы, кроме очень сухих составов (< 2 вес. % H₂0), перед полной массовой кристаллизацией проходят поле сосуществования с флюидной фазой,

Рис. 58. Диаграмма фазовых равновесий гранит-монцонит-тоналитовых магм [Whitney, 1975].

которую они затем выделяют при даль-нейшей кристаллизации. На кривой, отделяющей ассоциации с присутствием и отсутствием пара (рис. 58), Дж. Уитни [Whitney, 1975,] выделил две характерные точки Р, и Р, При давлении выше, чем в точке Р,, водный пар и силикатная жидкость (расплав) могут сосуществовать в очень узком температурном ряду в поле Pl-Af-Q-V-L. Между точками Р, и Р, пар и жидкость сосуществуют в более широком поле Pl-Af-V-L. Вблизи точки Р₁ водный пар и силикатная жидкость сосуществуют в широком ряду температур – от 720° до 1200°, а линия водного насыщения проходит параллельно оси температур. И, следовательно, гранитоидная магма, содержащая около 3 мас. % воды, при подъеме с глубины без существенного охлаждения начнет обильно выделять воду на глубине менее 3 км при давлении около 1 кбар (точка Р,, на диаграмме). По оценке А.А. Кадика [1975] эта глубина определяется величиной 1.5 км. Таким образом, большая часть воды, первоначально содержащаяся в магме, может быть выделена как самостоятельная фаза при декомпрессии, охлаждении и кристаллизации. Расчеты показывают, что из фельзитовой магмы, объемом 1 км³, содержащей 3 мас. % H₂0, при кристаллизации на небольшой глубине может высвободиться 10⁸ т воды [Brimhall, Crerar 1987].

Подтверждаются ли петрологическими наблюдениями эти теоретические расчеты и экспериментальные исследования? Изучение гломеросростков плагиоклазов показывает, что на поздних этапах их образования, среди краевых частей, наблюдаются маломощные зоны, с обратной зональностью, что трудно объяснить только колебаниями температуры. Вероятнее всего их образование происходит при отделении летучих. Об этом же может свидетельствовать наличие в плагиоклазе зон, насыщенных газово-жидкими включениями. Возможно, эти зоны фиксируют этап вскипания расплава в момент активного отделения флюидной фазы. И самый главный аргумент в пользу того, что массивы Дальнегорского района являются примером, подтверждающим реальность процессов, предсказанных диаграммой Дж. Уитни [Whitney, 1975,] – это структурный облик пород. Образование мелкозернистой основной массы в этих резко порфировидных породах, слагающих крупный массив, как раз и вызвано массовым образованием центров кристаллизации в расплаве в результате резкого возрастания переохлаждения, обусловленного потерей летучих (флюидов) в условиях декомпрессии.

3.3. Механизм отделения флюидной фазы

Пузырение расплавов (вскипание) считается наиболее эффективным механизмом выделения флюидной фазы в гипабиссальных условиях. Флюидная фаза в магматическом расплаве присутствует в форме газовых пузырьков или участков расслоения на две фазы – силикатную, насыщенную летучими, и существенно газовую с растворенными компонентами

расплава. Выделение летучих из расплава может происходить в результате снижения давления или температуры в связи с полимеризацией расплава. Экспериментальное изучение растворимости воды в гранитных магмах свидетельствует о реальности быстрого выделения летучих при снижении давления [Кадик и др., 1971; Кадик, 1975; и др.], тогда как снижение температуры приводит к медленному выделению флюидной фазы. Но вообщето, понижение давления на расплав и его охлаждение при подъеме магмы вверх процессы сопряженные, которые протекают чаще всего одновременно, и конечный результат определяется соотношением, между скоростями этих двух процессов. По мнению В.С. Голубева и В.Н. Шарапова [1974] процесс пузырения наиболее полно развивается после заполнения магматической камеры и прекращения напорного давления, когда изменение давления в системе определяется законами гидростатики. После окончания принудительной конвекции перенос выделившихся летучих в контакте с вмещающими породами может осуществляться токами свободной конвекции, диффузией и флотацией пузырьков. Скорость процесса зависит от величины поверхностного натяжения и отношения парциального давления летучего в пузырьке к давлению в расплаве. В силикатных расплавах поверхностное натяжение изменяется с ростом кислотности, следовательно, кремнекислые расплавы должны легко вспениваться. Образование ядер, в заметных для развития процесса пузырения количествах, возможно в магматических расплавах, где вязкость ниже, чем 10⁵-10⁶ пуаз, причем, нарушение сплошности наступает при содержании пузырьков более нескольких сотен на 1 м³ расплава [Голубев, Шарапов, 1974].

В реальных расплавах скорости роста и перемещения пузырей значительно (на порядок) выше расчетных данных (~10⁻⁵-10⁻⁶ см). В опытах с водонасыщенными гранитными расплавами обнаружено, что при быстром снижении давления с одновременным охлаждением в стекле обнаруживаются газовые пузырьки, размер которых достигает десятых долей сантиметров. Процесс роста пузырьков при подъеме может быть достаточно высок из-за объединения пузырей. Поскольку пузырьки в объеме возникают не одновременно, то образовавшиеся ранее и более крупные поднимаются быстрее, поглощая более мелкие. Более крупные сохряняют тенденцию к укрупнению, тогда как количество мелких будет уменьшаться.

Считается [Голубев, Шарапов, 1974], что время сбрасывания летучих компонентов относительно невелико и соответствует десяткам или первым сотням лет с момента заполнения камеры расплавом. Максимальная продолжительность пузырения магмы порядка 10³ лет.

Как отмечают А.А. Кадик и др. [1971], существует два наиболее вероятных варианта эволюции летучих в магматическом процессе. При первом все летучие накапливаются в остаточном расплаве и отделяются при окончательной консолидации магматического тела, т.е. при достижении условий солидуса (ретроградное кипение). При втором варианте условия насыщения расплава достигаются на ранних этапах и часть летучих отделяется при кипении магм до кристаллизации или во время кристаллизации, а часть при ретроградном кипении на заключительном этапе застывания интрузива.

Для магм, кристаллизация которых не сопровождается выделением водосодержащих минералов, ретроградное кипение является обязательным процессом вне зависимости от глубины, на которой происходит окончательная кристаллизация массива.

Удаление воды и других летучих компонентов из магмы сопровождается выносом легкорастворимых соединений, часть из которых является рудообразующими, и отсюда вытекает необходимость знания путей эволюции летучих в магматическом процессе.

Оценив ориентировочно глубину генерации гранитных расплавов, образовавших массивы Дальнегорской вулканоструктуры, по содержанию нормативного кварца в породе и диаграмме Г.Б. Ферштатера [1987] и, зная глубину становления интрузивов, мы можем с помощью диаграммы А.А. Кадика [1975] сравнить тренды эволюции условий кристаллизации изученных интрузивов (рис. 59).





(L+V=L+B+V) – ликвидус при избытке воды: (L+B=L) – ликвидус при недостатке воды (1, 3, 5 ...% массы H_2O): (L+B+V) = (B+V) – солидус; жирные линии – условия насыщения расплава водой, 1-8 – варианты процессов (объяснение см. в тексте).

Наиболее конкретно определяется тренд эволюции условий кристаллизации гранитов Араратского массива. Они содержат 32-34% нормативного кварца, что соответствует глубине генерации расплава 16-19 км (P_{общ} = 5-6 кбар) при исходном водосодержании 2.5-3%. Локализован интрузив, как было показано в предыдущих разделах, на глубине не более 0.5 км. При перемещении расплава из области генерации на уровень кристаллизации в изотермических условиях, то есть почти без охлаждения, согласно схеме А.А. Кадика [1975], условия насыщения расплава при таком исходном водосодержании не наступают до субсолидусной области (точки 2-3, рис. 59). В точке 3 на линии солидуса происходит кристаллизация, сопровождаемая отделением флюида путем ретроградного кипения, что фиксируется образованием миароловых пустот в гранофировых гранитах.

Адамеллиты Дальнегорского массива содержат 27% нормативного кварца, являясь свидетельством того, что общее давление при их генерации было 7-8 кбар, если исходное водосодержание не превышало 3% массы (табл. 27).

	Содержание в	T °C	
Местоположение	адамеллит, обр. В-1497ш	амеллит, гранит, . В-1497ш обр. А-474 д, и	
Центр вкрапленника	_	3.1 ± 0.6 (3)	_
Периферия вкрапленника	3.5 ± 0.6	2.8 ± 0.4 (5)	_
Основная масса	3.4 ± 0.6	3.4±0.4	927±10

Таблица 27. Со	держание вод	ы в расплавны	х включениях	(РВ) кварца из
адамеллитов и	гранитов Дал	тьнегорского ма	ссива	

<u>Примечание.</u> В скобках количество анализов. Прочерк – нет данных. Аналитик Ф.Г. Рейф (ИГ СО БФ РАН).

Как показано выше, кристаллизация адамеллитов началась с плагиоклазов, составляющих, совместно с вкрапленниками кварца, 40-50% от объема породы. Кристаллизация безводных минералов приводит к возрастанию относительного количества флюидов в расплаве до 6-7%, согласно диаграмме [Burnham, Janhs, 1962]. Объем флюидной фазы в адамеллитовом расплаве на этом этапе кристаллизации можно оценить и по количеству образовавшихся темноцветных минералов – биотита и роговой обманки. Количество их в адамеллитах достигает 7-8%, что, согласно диаграмме Н.И. Хитарова и др. [1969], возможно при 6-7% H₂O в расплаве. Схематично тренд эволюции условий кристаллизации адамеллитов Дальнегорского интрузива показан на диаграмме рис. 59 (точками 4-8). В этом случае расплав из области генерации перемещался не только с понижением давления, но и с некоторым охлаждением. Этап между точками 4-5 соответствует образованию гломеросростков плагиоклаза и вкрапленников кварца, приводящий к возрастанию флюидосодержания в расплаве от 3 до 6-7%. В точке 6 достигаются условия насыщения расплава, и в области точек 6-7 начинается дегазация расплава, продолжающаяся до точек 7-8, где происходит кристаллизация. В точке 8 достигаются условия солидуса и ретроградного кипения остаточного расплава.

Сравнивая эти два варианта, необходимо отметить, что в первом случае расплав выделяет флюиды только в субсолидусной области, тогда как во втором – это происходит в более широком интервале Т и Р и при возрастании концентрации флюидов в расплаве за счет появления кристаллов безводных минералов в объеме до 40-50%, что, видимо, происходит в промежуточной камере.

Таким образом, Араратский массив, занимающий центральное положение в Дальнегорской вулканоструктуре, кристаллизуется по первому варианту, а интрузивы, расположенные по периферии вулкано-тектонической структуры и не выходящие на поверхность (Дальнегорский, Партизанский, Николаевский), – по второму типу.

Тренд эволюции условий кристаллизации многофазных массивов побережья лежит, видимо, между этими двумя вариантами, причем, каждая фаза может иметь свою траекторию: ранняя фаза близка к адамеллитовому варианту, а поздняя – к гранофировым гранитам Араратского массива.

Из интрузивов Краснореченского поднятия монцодиориты массива ключа Солнечный содержат 18-20% нормативного кварца, что соответствует наиболее глубинному, из описываемых массивов, уровню генерации магм (35 км), в то время как состав гранодиоритов ключей Лапшин и Желтый свидетельствуют о выплавлении расплавов на глубинах 25-28 км. На диаграмме рис. 59 возможный вариант эволюции условий кристаллизации интрузивов Краснореченского поднятия показан линией 10-13. Расплав из области генерации на глубине 30-40 км согласно [Кадик и др., 1986] (точка 10) перемещался к месту кристаллизации (точка 13) без значительного охлаждения. Как было показано выше, локализация интрузивов этого типа происходит на глубине около 1 км (0.3-0.5 кбар). В области точек 11-12 достигаются условия насыщения и происходит отделение флюидной фазы. Необходимо отметить, что положение точек 5, 6 и 11 должно быть смещено вправо, увеличивая фактический диапазон области дегазации, если учитывать присутствие углекислоты во флюиде [см. линию «а», рис. 94; Кадик, 1975]. Содержание углекислоты во флюидной фазе изученных пород достигает 0.3-0.4 мл/г (табл. 28, 29).

Более глубинный уровень генерации расплавов, из которых кристаллизовались интрузивы Краснореченского поднятия, подтверждается и наличием среди вкрапленников ильменита (Pl-Opx-Cpx-Ilm-Amf) вместо магнетита [Кадик и др., 1986].

Образец	Порода	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	Сумма флюидов		
Дальнегорский									
11 1400	Адамеллит,	6.80	0.28	0.01	0.004	1.10	0.104		
H-1488	инт. 1340 м	82.99	3.42	0.12	0.05	13.42	8.194		
TT 1400 1	Terre	4.50	0.11	0.018	0.004	0,15	4 790		
H-1488-1	то же	94.10	2.30	0.38	0.08	3,14	4.782		
TT 1495	Гранит,	5.00	0.81	0.056	0.007	0.44	6 2 1 2		
H-1483	инт. 1175 м	79.20	12.83	0.89	0.11	6.97	0.313		
TT 1495 1	To we	7.00	0.29	0.035	0.008	0.22	7 552		
п-1463-1	то же	92.92	3.85	0.46	0.11	2.92	1.335		
D 1400-	F ra	4.80	0.08	0.010	_	0.50	5 20		
B-14993	1 ранит	89.00	1.48	0.18	_	9.28	5.39		
D 1400-	T	5.20	1.62	0.035	0.008	0.26	7 100		
B-14993 ₁	10 же	73.00	22.74	0.49	0.11	3.65	7.123		
Арарат									
B-1524	E 100	4,2	0.32	0.015	_	0.13	1.775		
	1 ранит, ЮЗ часть	90.03	6.86	0.32	_	2.79	4.003		
D 1505	Гранит-порфир,	12.80	0.10	0.017	_	1.10	14.017		
B-1595	СЗ часть	91.32	0.71	0.12	_	7.85	14.017		
D 1524	Ороговик, эффузив,	7.70	0.28	0.14	0.012	1.00	0.122		
D-1334	ЮЗ, контакт	84.32	3.06	1.53	0.13	10.95	9.132		
D 1509		11.1	4.68	1.66	0.017	2.50	10.00		
D-1398	то же, С.5, контакт	55.7	23.5	8.3	0.1	12.5	19.90		
		27	-ой Клю	Ч					
D 1575	F	8.50	0.15	0.035	СЛ.	0.48	0.165		
B-15/5	1 ранит	_	1.64	0.38	_	5.24	9.165		
D 1702	T	7.50	0.09	0.115	сл.	2.15	0.055		
B-1/03	10 же, «цемент»	76.10	0.91	1.16	_	21.82	9.855		
D 1702-	Микрограно-	18.2	0.08	0.05	сл.	3.33	21.66		
в-1/03а	диоритовое включение	84.02	0.37	0.23	_	15.37	21.00		
D 17465	Ороговикованый	8.00	0.12	0.091	0.005	4.30	10.506		
D-1/400	песчаник	63.92	0.96	0.73	0.04	34.35	12,526		
D 1746-	Torre	8.70	0,20	0.245	0.016	5.86	15.010		
Б-1/46Л	тоже	57.94	1.33	1.63	0.11	39.02	15.016		

Таблица 28. Состав (мл/г) флюидов из кварц-полевошпатовой фракции гранитоидов и вмещающих пород интрузивов Дальнегорского района

Таблица 28 (окончание)

Образец	Порода	H ₂ O	CO ₂	СО	CH ₄	H ₂	Сумма флюидов		
		Бри	неровск	ий					
D 1602	De a	5.80	1.02	0.036	_	0.22	7.075		
B-1602	I ранит	81.98	14.42	0.49	_	3.11	7,075		
D 1605	F	7.00	1.16	0.048	0.010	0.78	0.000		
В-1003	транодиорит	77.79	12.89	0.53	0.11	8.67	8,998		
Николаевский									
D 1550		9.00	4.80	0.087	0.004	0.15	14.041		
B-1558	1 ранит	64.10	34.18	0.62	0.03	1,07	14.041		
D 1557	E CC	10.70	1.38	0.14	0.008	0.76	12,000		
B-122/	1 аборо	82.38	10.62	1.08	0.06	5.85	12.998		
		Ли	довски	й					
В-1587б	E E	20.00	0.19	0.021	СЛ.	1.72	21.021		
	1 ранит	91.19	0.87	0.09	_	7.84	21.931		
B-1593	France	11.80	1.80	0.105	СЛ.	2.00	15 705		
	т ранодиорит	75.13	11.46	0.67	-	12.73	15.705		
D 1505	Гранит, кл.	8.30	0.19	0.021	_	_			
В-1383	Турчанинова	97.52	2.23	0.25	_	_	_		
		Пад	ь Прям	ая					
D 1(00	Перемент	16.70	0.33	0.122	0.017	2.20	10.200		
B-1099	диорит	86.22	1.70	0.63	0.09	11.36	19.309		
D 1700	Taura	20.70	1.30	0,153	СЛ.	4.30	26 452		
B-1/02	то же	78.25	4.91	0.58	_	16.25	20,455		
D 1701a	Ороговикованный	17.20	0.13	0.087	0.008	2.34	10.765		
D-1/01a	песчаник	87.02	0.65	0.44	0.04	11.84	19.703		
		Клю	ч Лапши	ина					
D 171(D ata a su	10.86	0.364	0.042	0.007	1.77	12.022		
B-1/16	I ранодиорит	83.25	2.79	0.32	0.05	13.58	13.033		
D 1700	Ороговикованный	11.60	0.356	0.028	0.003	1.77	10 757		
B-1/23	песчаник	84.32	2.59	0.20	0.02	12.87	13./5/		
		Северо	-Якутин	іский					
D 1507	E E	14.30	1.22	0.070	0.008	0.35	- 15.948		
В-1507д	1 ранит	89.66	7.65	0.44	0.05	2.19			
D 1514	To	20.90	0.27	0.070	0.008	_	21.249		
В-1514	то же	98.36	1.27	0.33	0.04	_	21.248		

Примечание: цифры в числителе – мл/г, в знаменателе – об. %. Аналитик: Гантимурова Т.П. (ИЗК СО РАН).

Таблица 29. Некоторые термодинамические параметры флюидов из кварцполевошпатовой фракции гранитоидов и вмещающих пород интрузивов Дальнегорского района

Образец	К восс.	T⁰C	Р _{ьл} , кбар	lg fO ₂	Хн ₂ о	Рн₂0, кбар				
			Дальнегорс	кий						
H-1488	0.15	710	2.3	-17	5.5	1.9				
H-1488-1	0.037	605	1.4	-20	_	_				
H-1485	0.09	640	1.6	-19	насыщ.	1.6				
H-1485-1	0.036	605	1.4	Γ20	_	_				
B-14993	0.10	640	1.6	-19	3.6	1.5				
B-149931	0.044	610	1.4	-20	_	-				
Арарат										
B-1524	0.04	590	0.9	1-20	3.4	—				
B-1595	0.09	715	5.0	-15	7.0	4.0				
B-1534	0.14	720	2.6	-17	_	_				
			27-ой Клю	ч						
B-1575	0.06	640	2.0	-19	6.8	_				
B-1703	0.30	860	2.8	-13	-	_				
B-1703a	0.18	1000	_	-11	14.6	_				
	Бринеровский									
B-1602	0.04	610	2.0	-20	4.7	_				
B-1605	0.10	680	2.8	-15	5.6	_				
			Николаевск	зий		•				
B-1558	0.02	605	1.9	-20	7.2	_				
B-1557	0.08	690	3.7	-18	—	—				
	-		Лидовски	й						
B- 15876	0.09	790	-	-15	_	_				
B-1593	0.15	840	5.0	I14	4.5	3.0				
			Падь Прям	ая						
B-1699	0.14	875	-	-13	-	_				
B-1702	0.20	875	_	-13	_	_				
B-1701a	0.14	1125		-10	_	—				
			Ключ Лапш	ина						
B-1716	0.16	1080	4.0	-10	_	_				
B-1723	0.15	875	2.3	-13		—				
		C	еверо-Якути	нский						
В-1507д	0.03	630	_	-19		_				
B-1514	0.004	590	_	-21	_	_				

Примечание: $K_{BOCC} = (H_2 + CO + CH_4)/(H_2O + CO_2).$

На диаграмме Q-Or-Ab (рис. 60) точки гранодиоритов изученных массивов приурочены к «термальной долине», т.е. их составы отвечают минимальным температурам при генерации магм. Причем, гранитоиды Краснореченского поднятия являются более глубинными образованиями, а гранитоиды Дальнегорской вулканоструктуры и массивы побережья лежат в области тройной эвтектики для $PH_2o = 0.5$ кбар. Выделяющийся флюид может оставаться в кристаллизующемся расплаве (закрытая система) или покинуть его в случае открытой системы. Рассмотрим от чего зависит открытость-закрытость системы при кристаллизации интрузивов.



Рис. 60. Проекция системы Q-Ab-Or-H₂O на безводное основание тетраэдра с котектическими линиями изоактивности H₂O (0.2-1.0 снизу вверх) для давления 2 (сплошные) и 10 кбар (пунктирные) (Nekvasil, 1988) с точками составов гранитоидов изученных массивов:

1 – адамеллит и 2 – гранит – Дальнегорский, 3 – Араратский, 4 – Бринеровский, 5 – 27-ой Ключ, 6 – кл. Солнечный, 7 – кл. Лапшина, 8 – диориты и 9 – граниты Опричненский и Владимирский. М_{0.5} – гранитный минимум при Рн₂о = 0.5 кбар.

Как известно, кристаллизация водногранитной системы сопровождается изменением объема. Суммарный объемный эффект (ΔV), зависящий от содержания воды в расплаве, температуры и общего давления, может быть весьма значительным [Burnham, Ohmoto, 1980; Бернэм, 1983; Рейф, 1990; и др.]. Как отмечает Ф.Г. Рейф [1990], объемный эффект при кристаллизации магм с Сн₂о > 4% настолько велик, что его полная компенсация за счет упругой деформации вмещающих пород и сжимаемости флюидной фазы, маловероятна, особенно на глубине менее 6 км.

Поэтому, происходит разгерметизация магматической камеры, что неизбежно ведет к декомпрессии и неравновесному выкипанию флюида из значительного по мощности слоя расплава (к примеру, в Дальнегорском интрузиве мощность этого «вскипевшего» слоя, определяемом косвенно по наличию в разрезе пород резко порфировидной структуры, могла быть более 125 м, а в Партизанском – около 65-70 м).

Образовавшиеся трещинные структуры могут дренировать не только флюид из закристаллизовавшейся части интрузива, но и продукты неравновесного вскипания ее более глубоких частей.

При кристаллизации магм с CH₂0 < 3% в гипабиссальных условиях увеличение объема интрузива в значительной мере или полностью будет скомпенсировано упругой деформацией боковых пород и, следовательно, камера не будет разгерметизирована, и выделившийся флюид законсервируется в межзерновом пространстве образовавшегося гранита.

Таким образом, как это отмечено Ф.Г. Рейфом [1990], для гипабиссальных массивов величина исходного водосодержания около 3% является критической в том отношении, что при меньшем значении этого параметра магматический флюид, совместно с экстрагированными им рудными компонентами, в основном, захороняется на месте своего образования, что происходит в нерудоносных («ординарных») по [Ф.Г. Рейфу, 1990] массивах. При более высоком содержании воды, в результате разгерметизации камеры, создаются условия для сосредоточения продуктов ретроградного и неравновесного кипения в локальных структурах, что характерно для рудоносных массивов. Отсюда следует необходимость установления исходного флюидосодержания магм для предсказания их потенциальной рудоносности. Прямое определение исходного водосодержания в расплавных включениях из кварца вкрапленников и основной массы гранитов и адамеллитов Дальнегорского интрузива, выполнено Ф.Г. Рейфом (ИГ БФ СО РАН, г. Улан-Удэ). Результаты показывают, что изменение содержания воды в расплаве на разных стадиях кристаллизации кварца колеблются от 2.8 до 3.5% (табл. 27).

На первый взгляд, уменьшение содержания воды в расплавных включениях из периферических частей вкрапленников по сравнению с расплавными включениями центра может быть истолковано как свидетельство дегазации расплава гранита при его подъеме. Аналогично, относительно повышенную концентрацию $\rm H_2O$ в расплавных включениях из кварца основной массы можно было бы объяснить накоплением воды в межзерновом расплаве в результате прогрессирующей кристаллизации безводных минералов. Однако отмеченные различия могут быть обусловлены случайной погрешностью измерения, так как доверительный интервал

при 95% вероятности, полностью «поглощает» выявленные различия. Хотя эти анализы не доказывают наличие дегазации расплава в этот период, но и не исключают возможности ее.

Л.Н. Хетчиков с соавторами [1990] указывает, что кварц гранитов Дальнегорского массива содержит расплавные включения с изменяющимися содержаниями флюидной фазы (от 15 до 25%), гомогенизирующиеся при T = 745-750 °C, которые сопровождаются одиночными газовыми включениями, группами кристалло-флюидных с температурой гомогенизации 530-550° и газово-жидкими, сопутствующими расплавным. Как показано выше, при петрографическом описании адамеллитов, водосодержащие минералы – биотит и роговая обманка в количестве 5-7% встречаются только в основной массе этих порфировидных пород. А.А. Кадик и др. [1971] отмечают, что биотит может начать кристаллизоваться только при $Ph_2o > 0.5$ кбар, а для образования 5-7% темноцветных минералов необходимо не менее 6% мас. H_2O в расплаве. Таким образом, основная масса адамеллитов кристаллизовалась уже при увеличении содержания флюидов до 5.5 мас. % (табл. 28).

Приведенные анализы подтверждают, что породы изученных массивов обладают близкими количествами флюидной фазы (см. табл. 28). Заметно более «сухими» являются гранофировые граниты Араратского (обр. В-1524) и Бринеровского (обр. В-1602) массивов. Адамеллиты (обр. H-1488) содержат больше флюидов, чем граниты (обр. В-1485) того же Дальнегорского массива. Значительно более высокими содержаниями флюидной фазы отличаются граниты, гранодиориты и диориты массивов, расположенных по периферии Дальнегорской вулкано-тектонической структуры (Лидовский, Николаевский) и, особенно, гранит-порфиры Северо-Якутинского массива (обр. В-1507д, 1514) и гранодиориты ключа Лапшин (обр. В-1716).

Суммируя вышеизложенное, отметим, что все гранитные интрузивы вулкано-плутонического пояса по характеру участия флюидов в процессе кристаллизации разделяются на две группы: 1 – кристаллизовавшиеся в условиях открытой системы с относительно быстрой потерей флюидной фазы при разгерметизации магматической камеры и 2 – образовавшиеся в условиях закрытой системы, что обеспечивает присутствие флюидов от начальных до завершающих стадий кристаллизации. К первой группе относятся интрузивы западной части вулканического пояса – Дальнегорской вулкано-тектонической структуры и Краснореченского поднятия, для которых характерен резко порфировидный облик пород и отсутствие значительного автометасоматического изменения пород. Ко второй группе относятся интрузивы восточной части пояса – Опричненский, Бринеровский и другие многофазные интрузивы побережья Японского моря, породы которых более крупно- и равномернозернистые и несут отчетливые черты автометасоматического изменения более ранних фаз и минералов (в Бринеровских гранодиоритах, например, – развитие пумпеллиита по биотиту и роговой обманке, в гранитах – появляется турмалин и магнезиально-фтористый биотит). Именно для этой группы массивов характерно наличие фаций пород, содержащих включения округлой формы, аплито-пегматитовые тела и зоны ритмично – расслоенных пород, образующиеся с обязательным участием флюидов. Описание их приводится ниже в последующих главах.

Динамика кристаллизации, определяет и появление ильменита или магнетита в изученных гранитных массивах, которые являются показателями условий окисленности-восстановленности расплавов. Как было показано выше коэффициент восстановленности флюидов из кварцполевошпатовой фракции $K = (H_2 + CO + CH_4)/(H_2O + CO_2)$ равен 0.15-0.16 в ильменитовых гранитах и 0.05-0.10 в магнетитовых (см. табл. 29), что подтверждает более высокую восстановленность расплавов при формировании ильменитовых гранитоидов западной части вулканического пояса по сравнению с гранитами восточной части пояса. Рассмотрим возможную причину присутствия магнетита или ильменита в описываемых гранитах.

Е. Осборн [Osborn, 1959], изучая систему кварц-фаялит-магнетит, установил, что участие в системе фаз переменной валентности (т.е. FeO и Fe₂O₃) обусловливает возможность двух резко различающихся путей кристаллизации. Первый путь характеризуется постоянством общего состава системы, т.е. состав конечных кристаллических фаз полностью соответствует составу исходной жидкости и приводит в итоге к возрастанию Po_{2} и кристаллизации магнетита.

Второй путь осуществляется в тех случаях, когда во время кристаллизации сохраняется постоянным парциальное давление кислорода (*P*o₂), а общий состав первоначальной смеси изменяется вследствие уменьшения или увеличения содержания кислорода. Давление кислорода поддерживается постоянным посредством буферного влияния среды или выделения кислорода в атмосферу. Кристаллический агрегат в этом случае содержит только FeO в силикатной форме или в ильмените.

Таким образом кристаллизация магнетитовых гранитоидов восточной части вулканического пояса соответствовала первому варианту по Осборну [1959], а ильменитовых гранитоидов западной части пояса – второму варианту [Валуй и др., 2005].

3.4. Nd-Sr-O изотопная система гранитоидов

Более определенные выводы об условиях генерации расплавов позволяют сделать изотопные характеристики гранитоидов, полученные автором [Валуй и др., 2008, 2010, 2014]. Было установлено, что отношение

¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в изученных породах изменяется в пределах от 0.51234 до 0.51267. Наибольшая величина этого отношения наблюдается в гранитах Опричненского (В-267) и Валентиновского (В-1022) массивов, наименьшая – в адамеллитах Дальнегорского массива, обнаруживая слабое увеличение этого отношения от ранних основных (диоритов) к более поздним (гранитным) фазам внутри одного интрузива и от приконтактовых фаций к центральным частям массивов (табл. 30).

Величина єNd для изученных пород колеблется от + 0.17 (щелочные граниты мыса Орлова) до -5.1 (адамеллиты Дальнегорского массива). Самые большие отрицательные величины єNd имеют позднемеловыепалеоценовые породы массивов западной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса – дальнегорские адамеллиты (-5.13) и николаевские габбро-диориты (-3.42), как и раннемеловые гранодиориты (-3.29) и граниты (-3.14) Успенского массива [Валуй, Москаленко, 2010].

Большинство изученных мел-палеогеновых гранитоидов вулканического пояса имеет достаточно низкие значения первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.7032 – 0.7034 для диоритов и гранодиоритов и 0.704 – 0.706 для гранитов), тогда как для ранне-меловых гранитоидов Успенского массива оно составляет 0.707. Самыми высокими первичными отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr обладают самые молодые эоценовые щелочные граниты мыса Орлова (0.7083, обр. В-1053а, табл. 30). Внутри одного интрузива отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr нередко имеют различные значения в зависимости от удаленности от контактов. Например, в Опричненском массиве приконтактовые (закаленные) фации гранитов имеют первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.7056 (обр. В-231д), а в центральной части – 0.7067 (обр. В-267), в Ольгинском интрузиве – 0.7047 (обр. В-591) и 0.7074 (обр. В-767) соответственно.

Как было показано выше, вкрест простирания Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса происходит углубление магматических очагов от 12-15 км (прибрежная зона) до 18-20 км (Дальнегорский район) и в этом же направлении происходит возрастание первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr: в диоритах Опричненского массива оно составляет 0.7034 (обр. В-300), тогда как в габбро-диоритах Николаевского массива (западная часть пояса) – 0.7059 (обр. В-1554а), в прибрежных гранитах – 0.704-0.705, а в дальнегорских адамеллитах – 0.706 (обр. В-14980), табл. 30.

Полученные результаты анализов были нанесены на диаграмму ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, на которой показаны линии смешения расплавов для пород континентальной коры (гранитов и гранулитов) и континентальных толеитовых базальтов, смешанных в различных соотношениях, по Г. Фору, 1989 (рис. 61).

п/п	Образец	Возраст, млн. лет	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(T)$		
	I	Раннемел	ювые (а	льб-сено	оманские) г	ранитоиды				
1	К-159к	103	3.157	10.165	0.187739	0.512471	-3.3	-3.1		
2	B-1342	100	5.995	32.235	0.112431	0.512414	-4.3	-3.3		
3	B-2 9	98	3.88	21.046	0.11146	0.51267	0.6	1.1		
Позднемеловые-палеоценовые гранитоиды										
4	В-1021в	90	4.687	23.442	0.12079	0.512556	-1.6	-1.1		
5	B-1554a	83 (60)	4.905	22.637	0.130976	0.512437	3.9	-3.4		
6	B-3 00	81	4.016	18.723	0.129652	0.512569	-1.4	-0.7		
7	B- 494	70	3.521	17.677	0.120409	0.512594	-0.9	-0.2		
8	B-909a	67	5.56	32.556	0.103248	0.512412	-4.4	-3.6		
9	B-1472	63	4.107	20.827	0.119218	0.512556	-1.8	-1.0		
10	B-1475a	59	6.644	34.64	0.115955	0.512561	-1.5	-0.9		
11	B- 14980	59 (64)	7.667	39.727	0.11669	0.512344	-5.7	-5.1		
12	B- 940	57	4.051	22.746	0.107668	0.512507	-2.6	-1.9		
13	B-1022	57	2.856	15.782	0.10941	0.512608	-0.59	0.05		
14	B-10223	-	3.506	19.101	0.110968	0.512565	-1.4	-0.8		
15	B-5 91	57	3.746	21.058	0.107524	0.512526	-2.2	-1.5		
16	B-767	57	4.025	20.758	0.117221	0.512493	-2.8	-2.3		
17	В-231д	54	8.811	42.967	0.123968	0.512555	-1.6	-1.12		
18	B-267	54(65)	5.866	31.997	0.110823	0.512656	0.45	0.9		
19	B-338	54	4.972	28.32	0.102286	0.51259	-0.9	-0.3		
		1		Эоцено	вые	1		·		
20	B-1053a	41	8.563	40.78	0.126937	0.512628	-0.2	0.2		

Таблица 30. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные для мел-палеогеновых гранитоидов Южного Приморья

Продолжение таблицы 30

/		T _{DM-1}	T _{DM-2}	⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	Rb/Sr,	87 C #/86 C #	S.a.		
11/11	Образец	МЛІ	н. лет	рр	m	ат. отн	°'SI/°°SI	SI		
Раннемеловые (альб-сеноманские) гранитоиды										
1	К-159к	3969	1181	—	_	—	—	0.707*		
2	К-1342	1110	1191	_	_	—	—	0.705		
3	B-2 9	718	775	27.18	46.00	0.5834	0.7065	0.7057*		
Позднемеловые-палеоценовые гранитоиды										
4	В-1021в	978	969	25.48	32.86	0.767	0.7059	0.7053		
5	B-1554a	1316	1169	8.62	52.69	0.162	0.7061	0,7059		
6	B-300	1056	956	19.82	35.56	0.551	0.7040	0.7034		
7	B- 494	911	908	32.27	23.48	1.359	0.7048	0.7035		
8	B-909a	1021	1191	39.07	20.78	1.859	0.7066	0.7051		
9	B-1472	961	968	25.20	33.53	0.743	0.7038	0.7032		
10	B-1475a	921	958	44.65	12.52	3.524	0.7089	0.7058		
11	B-14980	1268	1311	33.01	21.55	1.514	0.7074	0.7061		
12	B- 940	927	1041	40.48	19.62	2.040	0.7064	0,7048		
13	B-1022	795	878	32.27	19.23	1.659	0.7057	0.7044		
14	B-10223	871	949	31.93	32.07	0.984	0.7072	0.7064		
15	B-591	898	1010	36.52	17.69	2.041	0.7064	0.7047		
16	B-767	1040	1069	39.07	14.30	2.700	0.7096	0.7074		
17	В-231д	1013	973	25.76	7.63	3.336	0.7082	0.7056		
18	B-267	735	801	28.31	7.92	3.531	0.7094	0.7067		
19	B-338	769	904	29.73	14.98	1.962	0.7057	0.7042		
			Э	оценовь	ые	·		·		
20	B-1053 a	920	855	39.44	2.02	19.296	0.7195	0.7083		

Примечание: Успенский массив: 1 – граниты, 2 – гранодиориты; Ливадийский: 3 – гранодиориты; Валентиновский: 4 – диориты, 8 – гранодиориты, 14, 15 – граниты. Николаевский: 5 – габбро-диориты; Опричненский: 6 – диориты, 17, 18, 19 – граниты; Владимирский: 7 – гранодиориты; Бринеровский: 9 – гранодиориты, 10 – граниты; Дальнегорский: 11 – адамеллиты; Ольгинский: 15, 16 – граниты; Мыса Орлова: 20 – щелочные граниты; * – по [Sato et al., 2004].



Рис. 61. Зависимость ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для гранитоидов некоторых интрузивов Приморья.

Гиперболы смешения для пород континентальной коры (A₁ и A₂) и континентальных толеитовых базальтов (B), смешанных в различных соотношениях, и I – IV по [Фор, 1989] с точками гранитоидов изученных массивов. Значками показаны: 1 – гранодиорит, 2 – гранит, 3 – диорит.

На диаграмме точки изученных пород располагаются на продолжении линии «мантийной последовательности», преимущественно в верхней левой части 1V квадранта, тяготея в основном к гиперболе смешения «базальтгранулит» с небольшой долей последнего в расплаве (около10%), что может свидетельствовать об их происхождении из расплавов, возникших при контаминации мантийных расплавов гранулитами с низким отношением ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀.

Составы наших гранитов занимают на этой диаграмме промежуточное место между калифорнийскими батолитами и каледонскими гранитами Шотландии. Часть наших анализов смещена влево в III квадрант из-за более низких первичных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.703 в отличие от составов некоторых батолитов Сьерра-Невады [Фор, 1989].

Как отмечает Г. Фор [1989], модельные датировки соответствуют времени в прошлом, когда отношение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в породе было равно этому отношению в CHUR. Модельные Sm – Nd датировки, полученные для изученных образцов (см. табл. 30), свидетельствуют о том, что материнские расплавы меловых и мел-палеогеновых гранитоидов Приморья могли произойти из магм, контаминированных нижнекоровыми породами протерозойского возраста. Протерозойские породы на территории Приморья обнажаются в пределах Ханкайского массива и согласно [Геология СССР, 1969; Мишкин и др., 2000] представлены биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями амфиболитов, $\varepsilon_{Nd}(0)$ которых равно + 3.8 согласно [Мишкин и др., 2000].

Возможно, именно они или продукты их разрушения и послужили источником первичных расплавов рассматриваемых интрузивов.

Позднемеловые-палеогеновые породы массивов западной части вулкано-плутонического пояса – Дальнегорские габбро (обр. В-1554а) и адамеллиты (обр. В-1498о) образовались при контаминации магм наиболее древними породами (1200-1300 млн.), а Опричненские граниты – более «молодыми» – (обр. В-267 = 735 млн.) – табл. 30.

На диаграмме (рис. 62) фигуративные точки пород изученных массивов Приморья лежат на продолжении мантийного ряда ниже составов пород островных дуг на уровне значений морской воды Тихого океана, наводя на мысль, что морская вода принимала участие в плавлении верхней континентальной коры при образовании исходных расплавов [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].



Рис. 62. Зависимость єNd-Sr₀ [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] для гранитоидов некоторых интрузивов Приморья.

Значками показаны: 1 – диориты, 2 – гранодиориты, 3 – граниты, 4 – щелочной гранит.

Таким образом, позднемеловые-палеогеновые гранитоиды восточной части Восточно-Сихоте-Алинского вулканического пояса, характеризуются более низкими и даже положительными є _{Nd}(0), более низкими первичными

отношениями (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_о в целом по сравнению с гранитоидами западной части вулканического пояса (Дальнегорские адамеллиты и Николаевские габбро) и эоценовыми гранитами мыса Орлова, изотопная характеристика которых свидетельствует о более древних модельных возрастах и большей степени контаминации первичных расплавов при их образовании.

По мнению ряда исследователей [James, 1981; Taylor, 1978] Sr-О–изотопия изверженных пород может быть важным критерием разграничения мантийной и коровой контаминации. Коровая контаминация (ассимиляция вмещающих пород в магматической камере) должна сопровождаться обратной корреляцией

концентраций и начальных изотопных отношений Sr, a Sr-O линия смешения должна тяготеть к гиперболе, выгнутой вверх. Контаминация же источника (мантийный метасоматоз) должна сопровождаться увеличением содержания Sr, а линия смешения будет представлять гиперболу, сильно выгнутую вниз [Taylor, 1978; Покровский, 2000].

Фигуративные точки состава пород некоторых массивов, были нанесены на диаграмму « $\delta^{18}O^{-87}Sr/^{86}Sr$ » (рис. 63). Установлено, что изотопные характеристики гранодиоритов Валентиновского, также как и адамеллитов Зимнего массива и монцонитов ключа Лапшина соответствуют таковым расплавов, образованным путем контаминации источника с отношением концентраций Sr в контаминанте 1:5, а граниты Валентиновского и гранодиориты Ливадийского - с соотношением 1:2. Граниты Водораздельного и Успенского массивов татибинской серии по изотопным характеристикам соответствуют модельной линии коровой контаминации с отношением Sr(M): Sr(K) = 2:1, а диориты Опричненского, граниты Владимирского и гранодиориты Успенского и Криничного массивов – вблизи линии коровой контаминации 5:1. Установлено, что точки всех пород интрузивов восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса на этой диаграмме расположены значительно ближе к мантийной координате, чем точки краснореченских монцонитоидов (западная часть вулканического пояса), обнаруживающие большую степень контаминации коровыми породами. Судя по диаграмме гранодиориты и монцониты образуются из расплавов, контаминированных на уровне источника, тогда как гранитные расплавы контаминируются на уровне коры (рис. 63).

На диаграмме « δ^{18} O – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr» (рис. 64), показывающей вариации изотопных характеристик земных пород [James, 1981: Magaritz et al., 1978; Taylor, 1980] большинство точек составов изученных гранитоидов лежат в нижней части диаграммы в поле измененных океанических базальтов, тогда как точки пород восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса лежат в области мантийных составов (рис. 64).

Содержания Ni и Cr в породах также могут служить индикатором генезиса магм – в верхней или нижней коре появились искомые расплавы. Предполагается, что Ni и Cr в процессе частичного плавления, должны оставаться в остаточных фазах в нижней коре в результате кристаллизационного фракционирования, происходящего при выплавлении магм, из которых впоследствии образовались граниты [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. На диаграмме (рис. 65) точки пород гранитоидов изученных массивов занимают нижнее поле диаграммы – ниже точки «Верхняя кора», а точки приморских базальтов, нанесенных на диаграмму по данным [Сахно и др. 1976] занимают поле вокруг точки «Нижняя кора» в верхней части прямой линии Cr/Ni = 1.7 [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Составы диоритов и гранодиоритов на этой диаграмме располагаются между точками



Рис. 63. Модельные Sr - δ^{18} O изотопные графики смешения мантийного (М) и корового (К) вещества при разных концентрациях стронция в магме и контаминате [James, 1981; Taylor, 1980].

Цифры на линиях – отношения концентраций Sr в мантии или магме к концентрациям в контаминате. Точки массивов: 1 – монцонит (кл. Лапшина); 2 – гранит (Водораздельный); 3 – адамеллит (Зимний); 4 – гранодиорит (Криничный); 5 – гранодиорит (Ливадийский); 6 – гранит (Гродековский); 7 – гранодиорит и гранит (Успенский); 8 – диорит, 9 – гранит и 10 – гранодиорит (Опричненский, Владимирский, Валентиновский).

«Верхняя» и «Нижняя» кора, свидетельствуя о верхнекоровом источнике их материнских расплавов (рис. 65).

Таким образом, по Nd – Sr изотопная систематистика пород изученных гранитоидных интрузивов соответствует характеристикам пород нижней коры (рис. 64), тогда как по содержанию Ni и Cr они подобны породам верхней коры (рис. 65). Изотопные характеристики изученных гранитоидов близкие мантийным указывают на краткое время пребывания в коре вещества, из которого они образовались [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

В целом, Nd-Sr- δ^{18} О изотопные характеристики мел-палеогеновых гранитоидов южного Приморья свидетельствуют об их образовании из расплавов с небольшой долей корового компонента, что характерно для пород молодой коры, формирующейся в зоне перехода континент-океан. Низкие значения изотопных характеристик (δ^{18} O и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) гранитоидов Приморья свидетельствуют, по мнению автора, о том, что гранитоидные расплавы произошли за счет пород с непродолжительной коровой историей, не проходившие стадии рециклинга, и могут быть результатом: (1) плавления смеси глубоководных осадков, базальтов океанического дна и верхней мантии в литосферной плите, погружающейся под континент

в зоне субдукции (магнетитовые граниты восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса) и (2) плавления осадочных пород, содержащих много молодого вулканического материала, накопленного в желобе вдоль трансформной континентальной окраины (ильменитовые граниты западной части вулкано-плутонического пояса и эоценовые щелочные граниты мыса Орлова).



Рис. 64. Вариации изотопных составов земных пород по [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] с точками пород некоторых интрузивов Приморья.

Точка массивов: 1 – монцонит (Лапшин); 2 – гранит (Водораздельный); 3 – адамеллит (Зимний); 4 – гранодиорит (Криничный); 5 – гранодиорит (Ливадийский); 6 – гранит (Гродековский); 7 – гранодиорит и гранит (Успенский); 8 – диорит и грандиорит; 9 – гранит (Прибрежная зона).



Рис. 65. Содержание Сг и Ni в мантии и коре [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] с точками пород изученных массивов:

1 – габбро и диориты; 2 – монцониты; 3 – гранодиориты; 4 – граниты; 5 – базальты по [Сахно и др. 1976].

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ПРИ ГЕНЕРАЦИИ ГРАНИТОИДОВ

Геолого-петрографические материалы, приведенные выше, позволяют предполагать участие процессов дифференциации на разных уровнях и стадиях существования расплавов при формировании гранитоидных интрузивов Восточно- Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Причины, вызывающие магматическую дифференциацию, разнообразны – это, прежде всего, градиенты температуры, давления и силы тяжести [Уэйджер, Браун, 1970; Лебедев, Кадик, 1998; и др.]. А.А. Маракушев [1976] процессы дифференциации подразделяет: 1 – дифференциация в однородном расплаве (термодиффузионная, бародиффузионная и гравитационная); 2 – дифференциация в гетерогенном расплаве (ликвационная и кристаллизационная – т. е. фракционная кристаллизация); 3 – конвективная дифференциация (собственная, вынужденная и флюидная).

В течение истории петрологических исследований преобладающее значение приобретал тот или иной механизм дифференциации, но фракционная кристаллизация оставалась главнейшей, особенно для основных магм. И в современной науке механизм фракционной кристаллизации, предложенный и развиваемый Н. Боуэном [1934], не потерял своего значения для петрогенезиса в целом и для генезиса гранитов – в частности [Presnall, Bateman, 1973; Браун, 1983 и др.]. Как утверждает Д. Пресналл [1983], химизм изверженных пород в значительной мере определяется частичным плавлением в области зарождения магмы и фракционной кристаллизацией при ее подъеме к поверхности Земли.

В современных петрогенетических концепциях основным фактором дифференциации считается «фракционирование». Под ним понимается скорее некоторый интегральный эффект разделения компонентов в магме в гетерофазном состоянии во время ее охлаждения при наличии механической неустойчивости в системе (свободное конвектирование, течение в магмоводе и пр.), чем какой-то единственный механизм дифференциации [Шарапов, Черепанов, 1986]. Разделение здесь связано с тем, что в неэвтектических жидкостях состав твердой фазы и расплава может быть существенно различен, поэтому в данных фазах накапливаются разные компоненты. Остаточная жидкость все более обогащается компонентами, которые не входят в состав выпавших твердых фаз или которыми они обеднены. Различают два типа фракционирования при кристаллизационной дифференциации: 1) удаление образовавшихся кристаллов из зоны их образования (гравитационная кристаллизационная дифференциация) и 2) фракционирование без гравитационного удаления.

Для последнего случая предполагается протекание процесса, названного А. Харкером [1937] «фильтр-прессинг» – отжимание из «каши» кристаллов остаточной жидкости. Несостоятельность этой идеи подробно рассмотрена Ф.Ю. Левинсон-Лессингом [1949] и подтверждена экспериментами по псевдоожиженным системам [Шарапов, Черепанов, 1986].

Таким образом, основной причиной разделения компонентов в магме является ее гетерофазное состояние, усугубляющееся механической неустойчивостью такой системы в гравитационном и тепловом поле до и после начала кристаллизации расплава.

4.1. Фракционная дифференциация на уровне генерации расплавов

Фракционная дифференциация на уровне генерации приводит к образованию серий пород, связанных котектическими отношениями и подобием распределения редкоземельных элементов, и формированию крупных многофазных интрузивов диорит-гранодиорит-гранитного состава в восточной части пояса и однофазных тел габбро-диоритов, гранодиоритов или гранитов – в западной части пояса (Дальнегорском районе), сформированных отдельными порциями дифференцированной магмы.

Степень дифференциации расплавов уменьшается с востока на запад от многофазных Прибрежных массивов через однофазные Дальнегорские – к однофазным слабо дифференцированным магматическим телам монцодиорит-гранодиоритового состава Краснореченского поднятия [Валуй, Стрижкова, 1997; Валуй, 2012].

Родство магм, образовавших различные фазы в прибрежных массивах, может быть подтверждено анализами редкоземельных элементов (РЗЭ). Характер распределения РЗЭ в породах изученных интрузивов, в какой-то степени, подобен коэффициентам разделения РЗЭ между фенокристаллами плагиоклаза, калишпата, биотита и основной массой риолитов по данным [Arth, 1979] – падение уровня содержания РЗЭ от легких к тяжелым элементам этой группы (рис. 66).

Это может свидетельствовать о существенном вкладе в распределение РЗЭ в этих породах фракционирования плагиоклаза, калишпата и, возможно, биотита при генерации расплавов.

Наибольший вклад в содержание РЗЭ в гранитоидных породах вносят минералы апатит, сфен, ортит, роговая обманка и, в меньшей степени, плагиоклаз и КПШ [Fourcade, Allegre, 1981]. Выделить влияние одного какого-либо минерала на интегральный профиль содержания РЗЭ в породе не всегда возможно, но иногда оно бывает отчетливо заметно. Например, форма кривых содержания РЗЭ во включениях из гранодиоритов Владимирского и Валентиновского массивов, а также в гранитах Араратского и Дальнегорского массивов подобна таковой для роговой обманки и апатита [Arth, 1976; Fourcade, Allegre, 1981] – рис. 66.





Состав пород обозначен формой значка. В Опричненском массиве обр. В-267 – гранит центральной части массива, В-1770а и В-1219 – гранофировые граниты краевой фации, В-1773g – светло-серая и В-1773d – темно-серая части ритмично-расслоенных гранитов.

Сравнение содержаний РЗЭ в породах Опричненского массива показывает увеличение количества всех РЗЭ, кроме Еu, от диоритов к гранитам. Европиевый минимум для диоритов самый неглубокий, а для микродиоритовых включений из диоритов – вообще отсутствует (рис. 66).

Во Владимирском, Ольгинском и Валентиновском массивах средний уровень содержания РЗЭ наблюдается для диоритов, гранодиоритов и крупнозернистых гранитов, максимальный – для щелочных гранитов и автолитов в гранодиоритах (обр. 431-а), минимальный – для аплитовидных гранитов поздних фаз (обр. 710, 720, 1022), как возможное свидетельство их образования из остаточных расплавов, уже обедненных РЗЭ.

Содержание РЗЭ в гранодиоритах, адамеллитах и гранитах центральных частей разных массивов почти одинаково и является как бы средним между диоритами и породами, генезис которых предполагает участие дифференциации – автолитами и ритмично-полосчатыми гранитами.

Было рассчитано модельное распределение РЗЭ для пород верхней коры по [Rollinson, 1995] и гранитов (обр. В-267), и пород нижней коры

и диоритов (обр. В-300-а) (рис. 67) при равновесном плавлении по формуле $C_L/C_0=1/[D(1-F)+F]$ [Лебедев, Хитаров, 1979] и при фракционном плавлении (закон фракционирования Рэлея) – по формуле $C_L/C_0 = F^{(D-1)}$, где C_0 – концентрация элемента в исходной породе (при частичном плавлении) или в родоначальной магме (при фракционном плавлении); C_L – то же в образующемся (или остаточном) расплаве; D -валовый коэффициент разделения микроэлемента между реститом (или кристаллизатом)



Рис. 67. Модельное распределение РЗЭ при плавлении пород нижней и верхней коры по [Weaver and Tarney, 1984] и сравнение с диоритом (обр. В-300а) и гранитом (обр. 267) Опричненского массива.

 C_{1} – концентрация элемента в образующемся (или остаточном) расплаве при весовой доле расплава F = 0.9–0.1.

и расплавом в момент их сепарации ($D=\Sigma_{i}^{n}x_{i}\kappa_{pi}$, где x_{i} – весовая доля минерала і в твердофазовом агрегате; κ_{pi} – коэффициент разделения между минералом і и расплавом); F – весовая доля расплава по отношению к исходной породе при частичном плавлении или остаточного расплава по отношению к родоначальной магме при фракционной кристаллизации. Рассчитанные кривые показывают, что диориты Опричненского массива (обр. В-300-а) могли возникнуть при полном равновесном плавлении, судя по содержанию легких РЗЭ или 50%-ном плавлении пород нижней коры, если судить по содержанию тяжелых РЗЭ. Подобные содержания

РЗЭ могут быть получены и при полном (для легких) или 50%-ном (для тяжелых РЗЭ) фракционном плавлении. Гранитные расплавы могли быть генерированы при тех же соотношениях при равновесном плавлении пород верхней коры (рис. 67).

Модельные расчеты зависимости содержаний РЗЭ от условий выплавления расплавов показывают, что при равновесном плавлении наиболее высокие содержания РЗЭ наблюдаются при меньшей степени плавления (при F = 0.1), а при более полном плавлении (при F = 0.9) содержание РЗЭ ниже и почти полностью приближается к таковым исходных пород (рис. 67). Более высокие содержания РЗЭ в гранодиоритах (обр. В-433) по сравнению с диоритами и гранитами возможно свидетельствует о том, что гранодиоритовые расплавы могли образоваться при незначительной степени плавления (< 10%). Таким образом, в гранодиориты «уходит» наибольшее количество РЗЭ из «запасов» данного магматического очага, а все последующие фазы гранитов получают все более ограниченное количество РЗЭ.

Содержание Eu не подчиняется этой закономерности. Самые низкие концентрации Eu наблюдаются в самых ранних выплавках (F = 0.1), а далее пропорционально увеличиваются в F = 0.5 и 0.9. В породах эта пропорциональность изменяется: максимальные содержания Eu наблюдаются в гранодиоритах, затем – в диоритах, а самые низкие – в гранитах (самый глубокий минимум), рис. 67.

Таким образом, судя по уровню содержаний редкоземельных элементов, диориты побережья могут рассматриваться как родоначальные (наиболее близкие к первичным), а гранодиориты и граниты как производные (дочерние) магмы.

4.2. Внутрикамерная дифференциация

Как было показано ранее, интрузивы западной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса являются примером «вскипевших» расплавов, выделивших всю свою флюидную (и полезную) нагрузку во вмещающие породы [Валуй, Стрижкова, 1997, Валуй, 2012].

В восточной части вулканического пояса на побережье Японского моря обнажены интрузивы, кристаллизовавшиеся в условиях закрытой системы, что приводит к образованию крупнозернистых пород и широкому развитию в них процессов внутрикамерной дифференциации, способствующих образованию округлых включений мелкозернистых пород (автолитов), гнездовых пегматитов, аплито-пегматитовых тел и всякого рода ритмично-полосчатых зон, например, гранофир-аплитовая полосчатость в турмалинсодержащих гранитах Бринеровского массива и меланократовая полосчатость в дайкообразном теле гранодиоритов во Владимирском массиве. Детальное изучение этих зон неоднородностей привело к выводу о том, что они являются следствием различных процессов внутрикамерной дифференциации, среди которых можно выделить: 1) кристаллизационную, 2) флюидно-магматическую, 3) диффузионномагматическую (гидродинамическую) и 4) дифференциацию остаточных расплавов, богатых летучими компонентами.

Кроме указанных примеров, явно проявленных процессов внутрикамерной дифференциации расплава, наблюдается скрытая расслоенность, устанавливаемая, в частности, по распределению РЗЭ в центральных и приконтактовых частях интрузивов или по составу кварцполевошпатовых сростков в гранофировых породах (Бринеровский, Араратский и др. массивы).

4.2.1. Кристаллизационная дифференциация и происхождение ритмичной расслоенности в Опричненском массиве

В своей классической работе «Эволюция изверженных пород» Н. Боуэн [1934] описал породы, возникшие в результате процесса, который он назвал сортировкой кристаллов, подразумевая под этим распределение кристаллов при осаждении под воздействием силы тяжести, т.е. гравитационной дифференциации. В частности, Н. Боуэн считал, что перидотиты и дуниты образуются путем накопления кристаллов оливина, выделяющихся из основной магмы. Гипотеза осаждения кристаллов не может объяснить происхождение всех ультраосновных пород, но она может объяснить генезис многих конкретных магматических ассоциаций. Наиболее полной сводкой данных о магматических расслоенных породах, главные особенности которых обусловлены кристаллизационной дифференциацией магм преимущественно основного состава, является известная монография Л. Уэйджера и Г. Брауна «Расслоенные изверженные породы» [1970].

В гранитоидах признаки расслоения наблюдаются гораздо реже и выражаются они, в основном, в ориентированном расположении темноцветных минералов [Наггу, Emeleus, 1960; Emeleus 1963; Ehlers, 1974; Goode, 1976; и др.], или скрытой расслоенности, проявляющейся в изменении по разрезу массива состава минералов и (или) пород [Амшинский, 1973; Хасанов, 1995; и др.], или зоны ориентированного роста минералов (в частности кварца) в позднемагматическую стадию [Повилайтис, 1990; и др.]. По мнению Л. Уэйджера и Г. Брауна [1970, стр. 489] из-за высокой вязкости гранитных расплавов вряд ли в них могло происходить погружение или всплывание кристаллов. Автору, однако, удалось наблюдать ритмичную расслоенность в гранитном интрузиве, обусловленную распределением и осаждением плагиоклазов [Валуй, 1983, 1995].

Геолого-петрографическая характеристика полосчатой зоны

В средней части южного поля гранитов Опричненского интрузива среди гранофировых разностей краевой фации прослеживается зона

полосчатых гранитов (рис. 4, точки 261, 1773). Она хорошо видна на выветрелой поверхности и проявляется в чередовании светло- и немного более темно-серых полос (рис. 68).

Каждая темно-серая и лежащая над ней светлая полоса составляют один ритм. Переход от темно-серой к светлой внутри ритма постепенный, контакт между светлой полосой и вышележащей темно-серой (между ритмами) резкий. Мощность светлой полосы около 10-20 см, темно-серой – 60-90 см. Общая мощность каждого ритма не превышает 1 м, а всей зоны 2-2.5 м и более. В отдельных обнажениях устанавливаются от 2-3 до 7 ритмов. Азимут падения полос в южной части зоны 350°, угол падения 15-20° (точка 257), в северной части зоны 300-310°, угол 25° (точка 261), что совпадает с ориентировкой продольных трещин отдельности гранитного массива. Протяженность зоны 3-3.5 км.

Зонаритмично-расслоенных гранитов отделяет гранофировые граниты приконтактовой фации, содержащие включения, от крупнозернистых гранитов центральной части интрузива, не содержащих их.

Полосчатая зона сложена порфировидными гранитами с гранофировой основной массой. Цвет полос обусловлен большей пористостью (большим количеством миароловых пустот) в светлых по сравнению с темными и различным относительным количеством порфировидных выделений плагиоклаза и гранофировых кварц-полевошпатовых сростков. Содержание последних колеблется в темно-серых полосах от 77 до 81 об. %, а в светлых – от 81 до 84 об. % (табл. 31). Количество порфировидных кристаллов плагиоклаза варьирует в светлых полосах от 12.5 до 14 об. %, а в темно-серых – от 14 до 20 об. %. Объем постоянно присутствующих биотита и роговой обманки в целом пропорционален объему кварцполевошпатовых сростков. Содержание кварца в кварц-полевошпатовых графических сростках из светлых полос закономерно более низкое (34-40 об. %) по сравнению со сростками из темно-серых полос (44-45 об. %).

Магнитная восприимчивость пород в светлых полосах заметно выше (до 300х10⁻⁵ единиц в системе СИ), чем в темных (10-20 до 50-70)х10⁻⁵, что свидетельствует о более высоком содержании магнетита в светлых полосах.

Характер количественных изменений минерального состава иллюстрируется диаграммами (рис. 69, 70, 71, табл. 31).

Плагиоклаз полосчатых гранитов образует идиоморфные слабозональные кристаллы или гломерозернистые сростки, размер которых в светлых полосах заметно меньше (0.5-1.0 мм по длинной стороне), чем в темно-серых (1.0-2.5 мм), что свидетельствует, о некоторой сортировке и дорастании кристаллов плагиоклаза во время их оседания к нижним частям ритмов, возможно аналогично дорастанию плагиоклазов в лавовых потоках базальтов при извержении Толбачика на Камчатке, описанному А.И. Цюрупой (1985, 1997).



Рис. 68. **Ритмично-расслоенные граниты Опричненского массива**. Фотографии береговых скал.



Рис. 69. Характер изменения количественно-минерального состава в полосчатых гранитах Опричненского массива.

Заштриховано – более светлая полоса, с крестами – более темная. Средние содержания по каждой полосе показаны сплошными линиями.

Состав плагиоклаза в светлых полосах более кислый (An₃₅₋₃₆), чем в темно-серых (An₄₂₋₄₄ с реликтами An₅₃) (рис. 70, табл. 31).

Упорядоченность плагиоклаза, оцененная по величине 2V_{Np}, обнаруживает большой разброс значений от 0 до 100, свидетельст-

вуя о нестабильности условий кристаллизации плагиоклазов в полосчатых гранитах, особенно большой разброс значений устанавливается для верхнего ритма. Средний и нижний ритмы обладают более упорядоченными плагиоклазами (ИУ = 70-100%).





1 – светло- и 2 – более темная части ритмичной зоны; 3 – крупнозернистые граниты центральной части интрузива; 4 – места отбора образцов.

Калинатровый полевой шпат представлен небольшими индивидуальными зернами или гранофировыми сростками с кварцем, заполняющими пространство между плагиоклазами и обрастающими его каймой.

№ ритма		Ι	-	II	III		Гранит нал	Гранит пол
Часть ритма	Светлая	Темная	Светлая	Темная	Светлая	Темная	зоной в 200 м	зоной в 400 м
№ образца	261	261 б	261 г	261 д, е	261 ж	261 з, и	B-25 6	B-262
Колмин. состав, (об. %), Р1	12.4	14.6	13.1	19.5	14.5	20.2	9.7	25
Q+Fsp	84.2	81.5	84.2	77.5	81.0	77.2	85.1	35.0
Bi+Hb	2.8	2.6	3.4	2.7	0.8	2.2	4.6	3.6
Рудный	0.6	0.6	0.3	0.2	0.7	0.6	0.6	0.4
Состав Р1 (% An)	36, 33, 24	53, 44	35, 32	42, 38, 34	27	34, 28, 24	28, 29	28, 25
Р1 (ИУ)	60	90	100	70, 100	100	90, 100	—	_
КПШ, 2V	72	65, 64, 60	60, 62	66, 62	62	68	66, 64	53, 63
Состав калиевой фазы КПШ	_	$Or_{93}Ab_7An_0$	_	_	_	$Or_{83}Ab_{16}An_1$	_	_
Пертитовый альбит	_	$Ab_{98}An_1Or_1$	_	-	_	$Ab_{97,5}An_2Or_{0,5}$	_	-
Q в Q-Fsp сростках (об. %)	40 (10)	44.5 (14)	36 (14)	45 (13)	34 (6)	44 (6)	44 (6)	-
Рн ₂ 0, кбар	0.9	0.4	2.2	0.4	2.2	0.4	0.4	1

Таблица 31. Количественно-минеральный состав и некоторые константы минералов из зоны полосчатых гранитов

Примечание: Цифры в скобках - число замеров.

КПШ содержит веретеновидные микропертитовые вростки альбита. Микрозондовое изучение двух образцов КПШ из полосчатой зоны, показало, что калиевая фаза КПШ из темно-серой полосы верхнего ритма имеет состав $Or_{93}Ab_7An_0$ и содержит пертитовый альбит состава $An_{98}Ab_1Or_1$, а в нижнем ритме – $Or_{83}Ab_{16}An_1$ и пертитовый альбит – $Ab_{97.5}An_2Or_{0.5}$, обнаруживая меньшую степень распада по сравнению с верхним ритмом. Величина $2V_{Np}$ КПШ, зависящая от упорядоченности, внутри верхнего ритма отчетливо уменьшается от 72° (обр. В-261 – светлая полоса верхнего ритма) до 60° (обр. В-261-в – темная полоса верхнего ритма). В средней части ритмичной зоны такого четкого различия между $2V_{Np}$ КПШ в светлой и темной полосах не наблюдается (см. табл. 31, рис. 70). КПШ гранитов над ритмичной зоной имеют $2V_{Np}$ более высокое (64-66°), чем под зоной (53-63°). Такие колебания в величине $2V_{Np}$ КПШ свидетельствуют о нестабильности условий при их формировании. Валовой состав КПШ гранофировых гранитов за пределами полосчатой зоны $Or_{50}Ab_{50}$, упорядоченность 0.2-0.3, триклинность 0.3. Состав калиевой фазы, определенной

дифрактометрически – Or₉₆ (Ab+An)₄, т.е. близок к составу калиевой фазы КПШ из темно-серой полосы верхнего ритма.

Темноцветные почти полностью хлоритизированы. Редкие неизмененные чешуйки биотита имеют Ng = 1.658 (обр. В-261-д) и общую железистость 62% в отличие от биотитов однородных гранофиров с Ng = 1.671-1.668 и железистостью 70-74%.

Химические анализы гранофировых гранитов из полосчатой зоны показывают, что содержание SiO₂ выше в светлых полосах (74.25 – 74.45.), чем в темных (74.00 – 74.10 % масс), тогда как содержание Al_2O_3 выше в темных (12.88 – 12.92.), чем в светлых (12.49 – 12.30 – 12.00 % масс) (табл. 32, 33, рис. 70, 71).

Мощность плотность (см)	т. 1773	№ обр.	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ +FeO MgO	Be	Fe ₂ O ₃	F (г/т)	Содерж. кварца в Кв-Кпш сростках	
	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	B-1773	74,50	10,87	1,25	1,54	340	45	0,3
20	+ + + 0	В-1773б	74,25	13,15	2,4	1,57	200	36	1,8
60	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	В-1773в	74,0	11,08	6,5	1,24	350	44	0,4
20	+ + + 0	В-1773г	74,45	23,46	1,7	2,10	270	34	2,2
60	+ + + + + 0 + + +	В-1773д	74,10	10,50	5,7	1,12	370	45	0,3
20	+ + + 0	B-1773e	73,75	15,80	1,5	2,09	415	34	2,2
	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + +	В-1773ж	74,45	18,83	2,7	1,55	275	44	0,4

Рис. 71. Изменение химизма по разрезу полосчатой зоны в гранитах Опричненского массива (т. 1773).

Содержание большинства микроэлементов не обнаруживает какой-либо явной закономерности вкрест простирания зоны ритмичного расслоения, кроме Be, Yb, Ni и F (см. табл. 4, 5). Бериллий (Be) содержится в меньших количествах в светлых полосах по сравнению с темными и в целом в зоне его содержание уменьшается сверху вниз и в темных и светлых полосах, тогда как Ni и Co, содержащиеся в магнетитах, наоборот, присутствуют в больших количествах в светлых полосах. Содержания F выше в темных (350 – 370 г/т) по сравнению со светлыми (220 – 270 г/т), повышаясь от верхних ритмов к нижним и в светлых и в темных полосах: верхний ритм 220 (в светлой) – 350 (в темной), средний 270 (в светлой) – 370 г/т (в темной) – см. рис. 33, рис. 71.

0	B-256	B-261	В-261в	В-261г	В-261д	В-261д	B-261e	В-261и	B-262
Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	73.04	73.59	72.71	73.39	74.53	74.63	73.55	73.50	74.59
TO ₂	0.43	0.17	0.17	0.16	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17
A1 ₂ O ₃	12.90	12.34	12.37	12.36	12.89	12.53	12.57	12.64	12.50
Fe ₂ 0 ₃	2.32	3.52	2.37	1.95	2.02	1.62	2.20	1.17	2.40
FeO	2.04	1.58	2.52	1.80	0.79	1.51	1.08	2.66	1.15
MnO	0.10	0.10	0.11	0.13	0.10	0.09	0.11	0.10	0.08
MgO	0.23	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04
CaO	0.80	0.04	0.79	0.92	0.53 [;]	0.83	0.93	0.67	0.87
Na ₂ O	4.36	4.62	4.49	4.76	4.98	4.57	4.27	4.26	4.06
K ₂ O	3.92	3.30	3.73	3.29	2.82	3.62	3.88	3.88	3.60
- П.П.П.	0.36	0.21	0.19	0.48	0.58	0.43	0.50	0.39	0.41
P ₂ O ₅	Н.О.	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.06	0.06	0.05
Сумма	100.50	99.99	99.74	99.57	99.62	100.20	99.62	100.21	100.09
F	910	470	320	620	410	790	380	210	220
В	2	0.5	0.5	0.5	1.7	1.3	0.5	0.5	1.3
Sn	8.3	9.8	5.4	6.0	10	6.4	5.1	4.2	5.5
Pb	26	11	9	9	16	17	9	6	24
Zn	66	34	28	22	31	27	25	35	34
Ni	4.1	8.3	10	8.5	4.5	4.8	6.6	5.7	4.4
Co	7.6	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.6	0.5	0.5
Cu	3	15	16	11	6.6	3	8.5	6.7	5
Cr	25	57	47	43	25	29	30	27	28
V	0.5	0.9	0.7	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5
Mo	20	10	80	80	30	20	30	30	30
W	-	_	-	_	1	8	_	_	_
Au•10-7	3.0	2.9	7.0	_		-	_	_	2.3

Таблица 32. Химический (мас. %) и микроэлементный (г/т) состав полосчатых гранитов. Опричненского массива (т. 261)

Примечание: 1 – гранит над зоной и 9 – под зоной расслоения; (2-3) – 1-ый верхний ритм, (4-7) – 2-ой ритм (средний): 8 – 3-ий ритм (нижний); 2, 4, 5 – светлые полосы; 3, 6-8 – темные полосы.
Таблица 33. Химический (мас. %) и микроэлементный состав (г/т) полосчатых гранитов Опричненского массива (т. 1773)

0.000	1773	17736	1773в	1773г	1773д	1773e	1773ж
Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	74.50	74.25	74.00	74.45	74.10	73.75	74.45
TiO ₂	0.17	0.18	0.20	0.21	0.20	0.22	0.22
A1 ₂ O ₃	12.32	12.49	12.88	12.30	12.92	12.00	12.49
Fe ₂ O ₃	1.54	1.57	1.24	2.10	1.12	2.09	1.55
FeO	1.07	1.06	1.42	1.42	1.40	1.07	0.71
MnO	0.05	0.05	0.07	0.06	0.09	0.08	0.09
MgO	0.24	0.20	0.24	0.15	0.24	0.20	0.12
CaO	0.67	0.50	0.62	0.56	0.50	0.40	0.38
Na ₂ O	4.93	4.22	4.51	4.47	4.55	4.33	4.51
K ₂ O	3.39	3.93	3.87	3.59	3.95	3.94	3.94
H_2O^-	0.52	0.60	0.62	0.49	0.56	0.61	0.41
п.п.п.	0.52	0.60	0.62	0.49	0.56	0.61	0.41
P_2O_5	00.12	0.09	0.10	0.04	0.05	0.05	0.04
Сумма	100.27	99.95	100.42	100.38	100.27	99.55	99.59
F	340	220	350	270	370	415	275
Be	1.25	2.4	6.5	1.7	5.7	1.5	2.7
Sn	5.0	5.0	6.7	5.6	4.5	2.6	7.5
РЬ	30	17	16	17	16	15	12
В	40	11	12	9	14	10	8
Ba	900	670	850	1000	840	690	770
Sг	87	79	100	86	90	90	81
La	47	48	52	50	47	48	46
Ce	100	100	100	110	80	100	100
Nd	45	50	61	57	48	50	49
ΥЬ	4.9	3.8	5.3	3.9	4.7	4.1	4.6
Y	68	62	70	58	57	70	61
Со	1.4	1.6	<1	2.4	1.5	2.4	5.1
Ni	16	68	14	430	26	440	9
Sc	11	И	10	10	10	12	8.5
V	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Cr	30	27	28	7.8	27	7.7	23

Примечание: 1 – гранит над зоной расслоения; 2, 4, 6 –светлая (более гранофировая) и 3, 5, 7 – темная части ритмов. (2-3) – верхний ритм; (4-5) – средний ритм; (6-7)-нижний ритм.

Содержание РЗЭ в зоне ритмичного расслоения является наиболее высоким по сравнению с другими разновидностями пород интрузива, а внутри зоны – выше в светлых частях ритмов (рис. 66, обр. В-1773г, 1773д).

Модель образования

Наиболее вероятный механизм образования описанной ритмичной полосчатости представляется следующим образом.

Теоретическое исследование закономерностей кристаллизации в условиях направленного охлаждения и ограниченного перемешивания расплава, проведенное А.А. Ярошевским [Ярошевский, 1970; Френкель, Ярошевский, 1978], показало, что в этом случае процесс кристаллизации эвтектических систем приобретает ритмический характер. В результате возникает последовательность ритмически повторяющихся зон, сложенных попеременно фазами, концентрация компонентов которых превышает эвтектическую и эвтектическими смесями. Ритмический характер распределения одних компонентов вполне совместим с непрерывным изменением содержаний в том же разрезе других. Необходимым условием реализации механизма ритмической кристаллизации является затрудненность выравнивания состава всего остаточного расплава. Оптимально должен быть чисто диффузионный контроль процесса. Реально наблюдаемые параметры ритмических последовательностей (качественный состав ритмов, мощности зон элементов ритмов, периоды повторяемости) определяются главным образом видом диаграммы кристаллизации, исходным составом расплава и соотношением скоростей двух основных процессов, сопровождающих направленную кристаллизацию: перемещение фронта затвердевания и выравнивания состава жидкости.

Другая точка зрения на образование ритмичных структур – седиментация в конвективных потоках [Sparks, Huppert et al.,1993; и др.]. Экспериментальными исследованиями показано, что в сильно разбавленных суспензиях скорость осаждения частиц очень мала по сравнению со скоростью движения турбулентных потоков, обусловленных конвекцией флюида в связи с внешним охлаждением. После достижения некоторого критического уровня конвекция уже не способна поддерживать частицы во взвешенном состоянии и начинается их осаждение, а в верхней части остается слой, практически не содержащий частиц. Применение этих модальных результатов для анализа природных процессов позволяет объяснить дискретный характер процессов осаждения в остывающих магматических камерах. Широкие вариации плотности, состава и размеров кристаллов, выделяющихся из расплава, определяют различные критические уровни и скорости осаждения в сложных многокомпонентных расплавах, что и обуславливает формирование ритмично-чередующихся последовательностей слоев различного состава.

В ритмично-расслоенных гранитах Опричненского массива более отчетливо проявлены признаки протекания процесса седиментации в конвек-

тивных потоках, хотя видимо осаждение плагиоклазов в конвективных потоках происходит на фоне ритмичной кристаллизации описываемых гранитов, состав которых близок к эвтектическим магмам.

Можно допустить, что как и в любом другом крупном плутоне, в описываемом интрузиве на ранних стадиях кристаллизации возникли естественные конвекционные течения, вызываемые наличием в магматической камере горячих и холодных участков [Лебедев, Хитаров, 1979; Уэйджер, Браун, 1970, Шарапов, Голубев, 1986 и др.], рис. 4. Кристаллизация гранитов началась у стенок кровли и подошвы с выделения плагиоклаза.

Из переохлажденного слоя ниже кровли массива сначала кристаллизовался плагиоклаз Ап,28.303 а затем гранофировые сростки кварц-полевошпатового состава и биотит. В глубоких частях массива где-то у подошвы при довольно высоких температурах начали кристаллизоваться плагиоклазы состава An_{50,53} и конвекционными потоками выносились вверх, в зону, прилегающую к кромке уже образовавшихся нерасслоенных гранофировых гранитов приконтактовой фации. При движении по горизонтальному участку скорость потока снижалась и взвешенные примокристы плагиоклаза, часто слипшиеся в гломерозернистые сростки в результате синнезиса, оседали, опускаясь на некоторое расстояние (не более 1 м, судя по мощности верхнего ритма), и обрастая более кислыми зонами состава An₄₃₋₄₄ и An₃₇₋₃₈ (табл. 31, обр. В-261в). При этом скорость роста и осаждения была больше, чем скорость их растворения. Наиболее крупные кристаллы опустились ниже всего, создавая некоторое обогащение в нижней части ритма. По расчетам Шоу [Лебедев, Хитаров, 1979], кристаллы плагиоклаза диаметром 2 мм должны оседать в гранитном расплаве плотностью 2.3 г/см³ и вязкостью 10⁶ пуаз со скоростью 3 м за 10 лет. В нашем случае, таким образом, 1 м ритмичной зоны мог сформироваться за 3 года. Потеря тепла и, вероятно, летучих приводила к началу массовой кристаллизации кварц-калишпат-биотитовой ассоциации.

Образующиеся кварц-полевошпатовые гранофиры кристаллизовались, захватывая в себя гломерозернистые сростки и единичные кристаллы плагиоклазов, в некоторой степени, отсортированные по размеру и представляющие как бы ортокумулат [Уэйджер, Браун, 1970]. Таким образом, мог сформироваться верхний ритм.

Следующий конвекционный поток приносил новую порцию расплава со взвешенными примокристами плагиоклазов, которые выпадали из расплава потока и, опускаясь, дорастали более кислыми зонами. Ядра плагиоклазов из темно-серых частей полосчатой зоны каждого последующего (расположенного ниже) ритма становились более кислыми (верхний ритм - An₅₃₋₄₄, средний – An₄₂₋₃₈, нижний – An₃₄), все более приближаясь по составу к плагиоклазам однородных гранитов центральной части интрузива (табл. 31, рис.4). Если бы скорость движения конвекционных потоков была одинаковой во всех точках (ламинарные потоки), то возникали бы однородные осадки

среднего состава, как это наблюдается в центральной части массива. Если же скорость менялась со временем, то формировались ритмически-расслоенные породы, как в нашем примере.

Внутри каждого ритма порция расплава кристаллизовалась по типу закрытой системы. К конечным этапам кристаллизации возрастало парциальное давление воды. Если судить по количеству кварца в кварц-полевошпатовых сростках, зависящему, прежде всего, от Рн₂о [Tuttle, Bowen, 1958; Ферштатер, Бородина, 1975] при постоянной щелочности и незначительных содержаниях F, Cl, B и прочих элементов, могущих оказать влияние на состав Q – Fsp эвтектики [Manning, 1981, 1987; Pichavant, 1987; и др.], то парциальное давление воды в темно-серых частях ритмов колебалось в пределах 0.3-0.4 кбар, а в светлых возрастало до 2.2 кбар (табл. 31; рис. 70, 71). Причем, Рно закономерно увеличивалось от верхнего ритма к нижнему, что особенно наглядно в светлых частях ритмов: 0.9 кбар – в верхнем; 1.8 – в среднем; 2.2 - нижнем (рис. 66). Каждая последующая порция расплава становилась все более водонасыщенной. Оценка давления воды в темно-серых частях ритмов позволяет судить о величине первичной водонасыщенности расплава – она не превышала 3 мас. %, а затем возрастала до 6-7 мас. % в светлых частях ритмов.

Более высокое содержание РЗЭ в зоне расслоения, чем в нерасслоенных гранитах центральной части массива (см. рис. 66), видимо, отражает процесс миграции (дифференциации) РЗЭ из глубин магматической камеры при конвективном перемешивании. Расчет модельного распределения РЗЭ при фракционировании кристаллов (по Рэлею), показал, что содержания РЗЭ в ритмично-расслоенной зоне ближе всего соответствуют 50%-линии фракционирования расплава, подобного граниту центральной части интрузива (обр. В-267), за исключением Еи минимума, который в модельной кривой очень глубокий и опускается ниже гранитного, а в ритмично-расслоенной зоне он остается выше, чем в гранитах, как и других редкоземельных эле-ментов (рис. 72). Сами граниты почти идеально соответствуют линии фракционирования F = 0.9. Линии модельного распределения РЗЭ при равновесном плавлении и при фракционировании кристаллов очень похожи и заметно отличаются от модели фракционного плавления (рис. 72). Это вероятно свидетельствует об образовании гранитных расплавов Опричненского интрузива при равновесном плавлении, а полосчатая зона возникла при фракционировании кристаллов плагиоклаза в магматической камере.

Таким образом, наличие ритмично-полосчатой зоны с признаками осаждения кристаллов плагиоклаза свидетельствует об условиях полной жидкостности и малой вязкости гранитной магмы при образовании этих фаций, что возможно в присутствии воды и других летучих [Лебедев, Хитаров, 1979; Эпельбаум, 1980; и др.], а сама зона является внешней частью области конвекционных потоков в магматической камере. Она отделяет зону



Рис. 72. Модельное распределение РЗЭ в ритмично-расслоенных гранитах Опричненского массива.

(В-267 – нерасслоенный гранит центральной части интрузива; В-1773 г (g)– светлосерая часть и В-1773 д (d) – более темно-серая часть ритма.

относительно «быстрой» кристаллизации, сформировавшей гранофировые граниты приконтактовой фации с включениями, где не было конвективного перемешивания расплава, от центральной части камеры, где происходило перемешивание расплава, что привело к образованию крупнозернистых гранитов с аплито-пегматитами.

ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ГЛАВА 5. ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ И ГЕНЕЗИС ВКЛЮЧЕНИЙ (АВТОЛИТОВ)

Термин «включение» не имеет строгого генетического значения. В общем виде это фрагмент одной породы в другой.

В «Петрографическом словаре» Ф.Ю. Левинсон-Лессинга [1963] читаем: «Включения – обломки других пород или минералов, заключенные в породе». По А. Лакруа [Lacroix, 1893] включения делятся на гомеогенные, полигенные, эналогенные и пневматогенные. К ним относятся автолиты и ксенолиты. В «Петрологическом толковом словаре» С.И. Томкеева [1986]: «Автолит – (= комагматическое и эндогенное включение) – обломок магматической породы, включенный в другую. Обе породы рассматриваются как производные общей материнской магмы».

Р. Дэли [1936] считает включения автолитами, т.е. сегрегатами основных минералов – продуктами дифференциации на месте.

В Толковом словаре английских геологических терминов [1977] – автолит (autolith), шлир – включение в изверженной породе, с которой оно генетически связано (в противоположность ксенолиту). Синонимы: родственное(cognat)иэндогенное(endogenous)включение, («enclave» – включение во франкоязычной литературе, тогда как «inclusion» – в англоязычной и для обозначения флюидных и пр. включений в минералах).

Б. Барбарен и Ж. Дидье [Barbarin and Didier, 1991] называют их MME – «mafic microgranular enclave» и выделяют среди них 2 группы: (1) MME образовавшиеся из первоначально твердых пород (осадочных, метаморфических, изверженных) – это ксенолиты или реститы; (2) MME – образовавшиеся из магм и они одновременны (coeval – ровесники, cognat – родственники). Мафическая магма, из которой кристаллизуются MME, родственна с фельзитовой.

Ч. Хьюджес [1988] на с. 28 пишет: «... Эти загадочные включения широко распространенные в различных количествах во многих мезозональных гранитных плутонах, имеют округлые очертания субэлипсовидной формы, различны по цветному индексу и существенно отличаются от инородных включений вмещающих пород. В основном родственные включения обладают равновесными парагенезисами и состоят из тех же минералов, что и граниты. Это соответствует данным Боуэна, который рассматривал их как конечные продукты реакции, т.е. включения являются результатом ассимиляции материала, который первоначально был случайным, либо непосредственной частью мигматитового комплекса, из которого сформировался гранит ...».

Микрогранодиоритовые включения округлой формы являются характерной особенностью малоглубинных гранитов, описаны в различных регионах, и генезис их до сих пор остается спорным [Pabst, 1928; Didier, 1973; Ферштатер, Бородина, 1976; Попов, 1986; Eberz, Nickolls, 1990; Barbarin, 1991, 2005; Barbarin, Didier, 1992; Валуй, 1995, 1997, 2004; и др.]. Автор столкнулась с этими образованиями при изучении гранитоидов Восточного Сихотэ-Алиня, прекрасно обнаженных на побережье Японского моря. Первая встреча с округлыми включениями пород магматической структуры и более основного состава, чем сами граниты, в гранитоидах Успенского массива казалась экзотическим явлением, но обнаружение их в других интрузивах побережья и почти во всех разновидностях пород, слагающих эти массивы, показало, что они являются характерной особенностью кристаллизации этих гранитоидов. В течение многих последующих лет проблема образования округлых включений в гранитах не позволяла о себе забыть, заставляла вновь и вновь отыскивать новые примеры в научной литературе, делать новые анализы, пытаясь разгадать секрет их происхождения.

5.1. Геолого-петрографическая характеристика включений (автолитов)

Суммируя результаты многолетних исследований мелкозернистых включений (автолитов) в гранитоидах Прибрежной зоны Приморья, изложенные в более ранних публикациях [Коренбаум, Валуй, 1970, 1973; Валуй, Гантимурова, 1985; Валуй, 1979, 1985, 1997, 2004, 2011, 2012], можно заключить, что наиболее характерные особенности этих образований состоят в следующем:

1. Они имеют размер от 10-30 до 100 см и более и встречаются в разных породах – от диоритов до гранитов и аплито-пегматитовых даек (рис. 73), но наиболее широко развиты в первых фазах интрузивов, образуя в них кроме одиночных выделений скопления в форме линз или горизонтов, многократно повторяющихся в обнажениях (южная часть Опричненского массива), а иногда слагают целиком некоторые фации пород (Валентиновский, 27-ой Ключ и северная часть Опричненского массива), тяготея в основном к приконтактовым частям интрузивов (рис. 74). В Валентиновском массиве встречены крупные включения (до 2 м в диаметре), приуроченные к сложно-дифференцированным аплито-пегматитовым телам (рис. 39), а в Ольгинском массиве – мелкие включения (менее 20 см в диаметре), составляющие более 50-70% объема аплито-пегматитового

Рис. 73. Включения (автолиты): 1 – в гранитах и 2 – в диоритах, Опричненский массив; 3 – в гранодиоритах с белой оторочкой и 4 – с зоной «закалки», Успенский массив; 5 – зональное в гранодиоритах, Бринеровский массив; 6 – скопления мелких включений в дайке аплитопегматитов, Ольгинский массив.



Δ





Рис. 74. Аплито-пегматитовое дайкообразное тело, обогащенное включениями и прорывающее меланократовую полосчатость на контакте гранитов и гранодиоритов. Ольгинский массив, береговые скалы южнее мыса Маневского (т. 783).

Вверху – фото, внизу – зарисовка. 1 – граниты; 2 – гранодиориты; 3 – аплитопегматиты; 4 – биотит-роговообманковые полосы; 5 – включения; 6 – дайка аплита.

тела, которое прорывает контактовую зону гранитов и гранодиоритов, с меланократовой полосчатостью (рис. 75). Такое же дайкообразное аплито-пегматитовое тело, обогащенное мелкими включениями, прорывает гранодиориты в Валентиновском массиве (рис. 34).

2. Изредка встречаются разрозненные включения в зоне развития полос, обогащенных темноцветными минералами, размером от 5-20 см (рис. 75) до 1.5 м в диаметре.



Рис. 75. Включение среди меланократовых полос на контакте гранодиоритов и гранитов.

Ольгинский массив. Фотография береговых скал вблизи мыса Маневского.

3. Включения нередко зональны – они имеют мелкозернистую краевую часть и более среднезернистую центральную (рис. 73).

4. Включения всегда имеют массивную текстуру, но обладают большей пористостью (2-3 против 0.8-1.2%) и магнитной восприимчивостью (1100-1200 против 500-700х10⁻⁵ ед. СИ), чем вмещающие их породы (табл. 1).

5. Они имеют магматическую структуру, характерную только для них, не встречающуюся в породах такого же состава, но в другом геологическом залегании, которую можно назвать призматически-зернистой. Она образована удлиненными призмами плагиоклазов, интерстиции между которыми заполнены кварцем, калинатровым полевым шпатом и биотитом, причем, плагиоклаз может быть ориентирован вдоль контакта включения (рис. 11, 76). В гранофировых разностях гранитов встречаются включения микросферолитовой структуры. Включения не несут следов воздействия на них вмещающих гранитов.

6. В одном обнажении могут наблюдаться включения различного состава и размеров, но в целом выдерживается закономерность: средне-



зернистые включения являются более основными и крупными по размеру, чем мелкозернистые, которые нередко срезают контакты среднезернистых с вмещающими гранитами (рис. 11, 77, 78, табл. 34).

Рис. 76 Ориентировка плагиоклаза в автолите вдоль контакта с гранитом (зарисовка шлифа, ув. х70).

Кристаллы плагиоклаза (белое), биотита (заштриховано) и гнезда рудных минералов (черное) погружены в кварц, образующий пойкилитовую структуру.

Образец	SiO,	TiO,	Al _o ,	Fe _. O _.	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₀	K.0	P.O.	п.п.п.
· · ·		2		Опр	ичненс	кий ма	ассив					
Д-295-1	59.56	0.75	16.63	2.85	4.03	3.44	0.12	6.29	3.15	1.41	0.36	0.16
B-295-3	52.00	0.91	17.96	3.12	5.10	5.44	0.13	8.75	2.98	1.32	0.44	0.62
В-220-а	75.78	0.17	12.38	0.33	1.72	0.38	0.05	0.66	3.97	4.30	_	0.00
Г-220-б	75.22	0.17	12.12	0.86	1.72	0.47	0.11	0.79	3.87	3.81	-	0.22
Г-220-в	72.42	0.29	12.76	0.53	3.27	0.57	0.08	0.79	3.97	3.60	-	0.02
В-220-г	65.92	0.46	15.06	0.08	5.32	1.70	0.21	2.49	4.80	2.56	-	0.35
Г-220-е	75.32	0.06	11.09	0.04	2.75	0.28	0.03	0.66	3.99	4.10	-	0.00
Г-220-к	72.54	0.23	13.02	0.40	2.62	0.57	0.08	0.66	4.50	3.32	-	0.00
В-220-л	66.96	0.40	15.56	0.51	3.91	0.75	0.18	1.83	4.60	3.05	_	0.45
Г-220-н	74.00	0.17	12.38	0.61	2.62	0.47	0.08	0.79	3.98	3.25	_	0.11
В-220-о	74.54	0.21	12.76	0.39	2.24	0.57	0.08	0.92	3.93	3.90	_	0.05
Г-231-д	74.32	0.27	12.72	0.77	2.29	0.52	0.08	0.87	4.16	3.46	сл.	0.08
В-231-к	68.46	0.41	15.11	1.61	2.42	0.73	0.10	2.01	4.90	2.49	0.62	0.28
В-231-м	61.90	0.88	16.43	3.09	3.79	1.87	0.22	3.47	5.68	2.56	_	0.23
B-233	64.56	0.82	15.90	1.73	3.41	1.64	0.23	2.54	4.97	3.00	-	0.53
Г-233-а	72.44	0.37	12.72	0.96	3.36	0.53	0.07	0.49	4.59	4.20	0.22	0.00
B-233-6	67.00	0.55	1643	0.63	3.06	1.07	0.07	2.15	5.20	2.88	0.22	0.24
<u>Г-233-в</u>	73.74	0.25	12.06	2.97	1.31	0.31	0.06	0.14	4.36	4.12	-	0.05
<u>B-244</u>	61.42	0.96	17.38	0.10	5.83	2.14	0.20	3.49	5.61	1.67	0.40	0.40
<u>1-244-a</u>	73.26	0.39	11.92	2.24	2.77	0.23	0.07	0.61	3.99	4.12	-	0.00
<u>1-264</u>	75.70	0.12	12.12	0.19	1.56	0.21	0.14	0.70	3.90	3.50	0.62	0.42
<u>1-265</u>	73.26	0.29	12.22	0.76	2.34	0.33	0.11	1.15	4.97	3.37	0.47	0.08
1-267	/4.06	0.28	12.45	<u> </u>	1.07	0.52	0.07	0.73	4.06	3.44	0.11	0.44
EH 125	65.774	0.67	15.07	влад	имирс	кии ма	ассив		4.1.6	2.27	0.00	1.00
<u>1Д-435-а</u>	65.74	0.67	15.37	0.46	3.50	1.90	0.05	3.33	4.16	3.27	0.29	1.02
B-436	56.30	1.24	16.01	1.52	6.11	5.08	0.39	4.21	4.20	2.71	0.36	1.88
1-561	70.80	0.43	14.01	0.66	2.30	0.30	0.06	3.21	3.92	3.38	0.01	0.70
B-302	09.44	0.55	13.77	0.00	3.02	0.09	0.09	3.30	3.03	3.84	0.01	0.41
TA-7096	/5.02	0.42	12.98	1.20	0.90	0.10	0.05	1.15	3.12	4.48	0.01	0.55
B-709	07.98	0.04	14.38	2.33	2.31	1.13	0.15	2.88	3.97	2.28	0.01	1.32
ГП 565 1	(770	0.22	14.05		БГИНСК	ии мас	СИВ	2.49	2.06	4.20	0.01	1.60
<u>1 Д-365-1</u> D 565-2	67.70	0.32	14.05	2.87	2.09	0.40	0.06	2.48	3.80	4.20	0.01	1.60
B-303-3	03.70	0.54	10.03	3.33	3.00	1.10	0.08	2.89	0.08	1.34	0.01	1.92
D 621 H	67.00	0.17	16.17	0.99	1.20	0.11	0.04	0.38	3.32	4.92	0.01	0.48
D-021-н ГМ 554	72.19	0.33	10.17	2.15	1.29	0.30	0.08	4.00	4.20	2.42	0.01	0.88
P 554 6	75.18	0.27	12.43	0.54	1.52 2.30	0.75	0.07	0.99	4.23	2.92	0.01	0.01
D-334-0	/1.42	0.00	14.04	R 0.34	2.39	0.38 0000 V	0.10	1.//	4.97	3.30	0.01	0.23
Л 1021 р	56.14	0.06	15.00		5 64	<u>скии м</u>		7.05	2 / 2	1.24	0.14	1 1 1
<u>Д-1021-в</u>	50.14	1.07	16.60	4.10	7.41	4.90	0.10	7.03	2.43	1.34	0.14	1.11
<u>Б-1021-н</u> ГЛ 064	65.09	0.71	16.09	0.55	1.41	9.00	0.19	9.00	4.21	1.91	0.14	2.62
B_96/L_9	58 55	0.71	16.70	1 21	8.50	2.66	0.07	5.16	3.08	1.01	п.0.	1.25
Γ_{-1000}	70.40	0.71	14.58	0.01	3 22	2.00	0.13	$\frac{5.10}{2.44}$	3.00	3.47	н.0.	0.85
B_1000-a	66 22	0.20	15 30	0.01	<u> </u>	2 22	0.07	0.07	3.67	3.66	н.0.	1.07
TA_1040_6	72 20	0.38	12.00	1/13	1.51	0.20	0.11	1.58	4.06	<u> </u>	н.0.	0.57
B-1040	70.86	0.45	14.59	2.08	1.77	0.20	0.00	2.44	3.85	2.76	п.0.	0.57
	10.00	0.45	14.20	2.00	1.//	0.40	0.00	2.44	5.05	2.70	п.v.	0.74

Таблица 34. Химический состав гранитоидов и содержащихся в них включений в массивах Прибрежной зоны Приморья

Примечание: В Опричненском массиве возрастание номеров показывает удаление от контакта массива: 220 – гранофировые граниты в 100 м, 231 – в 1.0 км, 233 – в 1.2 км от контакта; 244 – среднезернистые граниты аплитовой и гранитовой структуры, содержащие включения, в 4 км от контакта; 264-267 – крупнозернистые граниты из центральной части массива, не содержащие включений. Индекс перед номером образца: В – включение, Г – гранит (ГА – аплитовидный, ГМ – миароловый), ГД – гранодиорит, Д – диорит.

7. При удалении от контактов интрузива размеры включений и степень контрастности состава пары «гранит-включение» увеличиваются так же, как и при возрастании глубинности массива (рис. 77, 78, табл. 34). Размер включений увеличивается от диоритов (10-15 см) и гранодиоритов (15-30 см) к гранитам, достигая в последних 100-150 см в диаметре (рис. 73).





1 – включения в (1-4) км и 2 – в 100 м от контакта массива. D – минимальный размер включений.



Рис. 78. Зависимость величины зернистости, выраженной через отношение ширины к длине (h/l) кристаллов плагиоклаза, от размера включения.

1 и 2 - см. рис. 77.

5.2. Минеральный состав включений (автолитов)

Минеральный состав включений (автолитов) в целом аналогичен составу вмещающих пород. Однако составы минералов и их количественные отношения отличаются. Например, состав автолитов в гранитах Опричненского массива: довольно однообразен: зональный плагиоклаз составляет 40-50% (иногда до 70) объема породы, кварц 10-20%, калишпат 1-3% (во включениях сферолитовой структуры до 17%), биотит 4-5% (иногда до 20%), роговая обманка 3-5% (до 10%). Различие между составами минералов включений и вмещающих пород особенно ясно видно на примере плагиоклазов. Во всех изученных включениях плагиоклазы более основные, резко зональные и менее упорядоченные, чем в содержащих их породах. Так, в гранитах Опричненского массива незональные включения содержат плагиоклаз An₄₈₋₃₈ в ядрах и An₁₂ в краевых частях с упорядоченностью 0–0.4, тогда как в гранитах – (An₃₀₋₂₅-An₂₀₋₁₈) с упорядоченностью – 0.6-0.8 (табл. 35). Плагиоклаз из включения в диоритах – (An₅₄₋₅₀-An₂₃₋₂₀, а в самом диорите – An₄₅₋₄₀-An₂₅₋₂₂.

N образца	Геологическое положение	Состав плагиоклаза (% An)	Упорядо- ченность
В-216б	Зональное включение (центр)	[52-48-30]-[14-12]	0.0-0.4
B-216	Зональное включение (край)	34-14-10	_
B-2456 ₃	Раннее включение (среднезернистое)	[58-55]-[39-37]-[33-29]-16	_
B-2456,	Позднее включение (мелкозернистое)	[40-30-20]-12	_
B-322-4	Незональное включение	[42-36]-12	0.3
B-317-1	Включение (центр)	28-20	0.2
B-317-2	Включение (край)	20	0.5
B-322-4	Включение	[42-36]-12	0.3
B-245 <i>a</i>	«Шапка» над включением	[20-17-14]-11	_
B-301 <i>a</i>	Гранит	25	0.6-0.8

Табл	ица 🕻	35.	Состав	плагиоклаза	I B	некоторых	включениях	и граните	_
Опри	чнеі	нск	ого масс	сива					

Примечание: цифры в квадратных скобках – ядра зональных кристаллов плагиоклазов, обрастающие с перерывом более кислыми зонами, тире – постепенное изменение состава зон.

Состав плагиоклаза в зональном включении: в центре $An_{54-52} - An_{36-29}$, а в краевой зоне – $An_{33-27} - An_{16-14}$ в контакте с темноцветными и An_{10-7} на контакте с калишпатом. Примечательно, что как в центре, так и в краевой части этого включения выделяется две генерации плагиоклаза – ранняя с ядрами до 50% An и выше и поздняя, сложенная мелкими более кислыми (An_{35-30}) кристаллами, характер зональности которых такой же, как и во внешних зонах более ранних кристаллов. Внешняя зона плагиоклазов имеет состав An_{16-14} на контакте с кварцем и темноцветными минералами и An_{10-7} на контакте с калинатровыми полевыми шпатами. Последние отличаются малыми углами $2V_{Np}$ (около 55°), что свидетельствует об их низкой упорядоченности (обр. В-216).

В 4.5 км от южного контакта интрузива (т. 245) автолиты покрыты своеобразными «шапками» из среднезернистых гранитов, расположенных непосредственно над включениями (см. рис. 11). Граниты этих «шапок» содержат плагиоклаз, образующий крупные кристаллы размером до 1-2 мм со слабо выраженной зональностью. Центральные части зерен содержат 14-17 иногда до 20% Ап. В краевых частях в ассоциации с калишпатом находится плагиоклаз An₁₁. Калинатровый полевой шпат этих гранитов, судя по малому углу оптических осей $2V_{Np} = 53^{\circ}$, обладает низкой степенью упорядоченности S_{тр} = 0.025(2V-44) = 0.23 по Марфунину [1962].

Биотит из включений по составу близок к биотитам гранитов, но иногда имеет более высокую железистость и низкую глиноземистость [Коренбаум, Валуй и др., 1973].

Включения обогащены апатитом, магнетитом и флюидами, которые содержат повышенные количества H₂O, H₂, CO и CO₂ (табл. 36).

Порода	Крупнозе грал	рнистый нит	Граноф гра	ировый нит	Гранодиоритовые включения		
№ обр.	301.2	364	216 т	220.6	245 г	232	
Компоненты	501 a	504	210 Д	2200	2431	252	
H,O	4.71	4.60	5.70	2.35	13.88	6.20	
CÔ,	0.11	0.10	0.18	0.10	1.94	0.27	
H, ²	0.17	0.20	0.33	0.25	1.70	1.45	
CÕ	0.4	0.04	0.07	0.07	0.07	0.10	
CH	_	0.004	_	0.003	0.006	0.002	
Сумма газов	5.04	4.95	6.28	2.78	17.60	8.03	
К восст.	0.04	0.05	0.07	0.13	0.11	0.24	
Отн. % Н ₂ О	93.4	93.0	90.7	84.6	78.9	77.2	
CO ₂	2.2	2.0	2.9	3.8	11.0	3.4	
H ₂ ⁻	3.4	4.0	5.3	9.0	9.7	18.0	
CÔ	1.0	1.0	1.1	2.5	0.4	1.3	
CH_4	-	_	_	0.1	_	0.1	

Таблица 36. Флюидный анализ включений и гранитов

Примечание: Аналитик Т.П. Гантимурова (ИЗК СО РАН, г. Иркутск).

5.3. Химический состав включений (автолитов)

Химический состав включений колеблется в гранитах – от гранитов до гранодиоритов, в гранодиоритах – до диоритов и т.д., всегда сохраняя более высокое содержание суммы (MgO+CaO+FeO+Na₂O) и относительно меньшее SiO₂ и K₂O (табл. 34), тогда как сумма (Na₂O+K₂O) остается постоянной в гранитах и во включениях независимо от содержания SiO₂ (рис. 79).



Рис. 79. Зависимость CaO и (Na₂O + K₂O) от SiO₂ во включениях и вмещающих гранитах. 1, 2 - (SiO₂ - CaO); 3, 4 - SiO₂ - (Na₂O + K₂O).

Сопоставление содержаний SiO₂ и общей железистости в гранитах и включениях показывает широкие вариации общей железистости пород при одном и том же содержании SiO₂ (рис. 80), что свидетельствует о внутрикамерной эволюции порций расплава. На диаграмме «SiO₂ – общая железистость» фигуративные точки пород Опричненского массива образуют три поля. Правое поле занимают составы гранофировых гранитов приконтактовой фации и некоторых включений, содержащих 74-75% SiO₂. Среднее поле отвечает гранитам центральной части Опричненского массива, содержащих 72-73% SiO₂, которые не содержат включений. Левое поле образовано включениями, содержащими 61-67% SiO₂. На этой диаграмме граниты центральной части интрузива занимают промежуточное положение между составами включений и гранитов приконтактовых частей



Рис. 80. Положение точек составов гранитов и включений на диаграмме «SiO₂ – общая железистость».

I – поле составов гранитов и включений приконтактовой части массива; II – состав гранитов центральной части массива, не содержащих включений; III – составы включений, удаленных на (1-4) км от контакта интрузива.

массива. Они представляют как бы тот средний состав, который расслаивался с образованием гранитов приконтактовой фации и включений.

Анализ флюидной фазы полевошпат-кварцевой фракции автолитов и гранитов показал, что включения обогащены флюидами вообще и содержат повышенные количества H_2O , H_2 и, иногда, CO_2 (Опричненский массив) – табл. 36. Изучение расплавных включений (PB) в кварцах автолитов и содержащих их гранитов, проведенное Φ .Г. Рейфом (ИГ СО РАН, г. Улан-Уде), показало, что температура гомогенизации расплавных включений в автолите равна 690 °C, тогда как в граните колеблется в пределах 680°-710°C. Содержание воды в автолите CH₂o составляет 3.6, а в граните от 4.2 до 5.0 мас. % (табл. 37).

Таблица 37. Характеристика расплавных включений (PB) в кварце из гранитов и включения (автолита) Опричненского массива

Образец	Порода	Характер выделения	Тип РВ	Стадия магматич. кристалл.	Наличие СФВ	T ^{PB} _{rom} °C	С ^{рв} Н ₂ О, % мас.
B-314	Автолит (диаметр > 0.5м)	мелкое зерно	первичные	солидус	не обн.	$\begin{array}{c} 690\pm10\\(56)\end{array}$	$\begin{array}{c} 3.6\pm0.8\\(2)\end{array}$
B-314a	Гранит в 3-4 см от автолита	небольшое (0.25 мм) зерно	первичные	солидус?	возможно есть, но	710 ± 5 (35)	5.0 ± 1.1 (2)
D 214-	Гранит на контакте	зерно	первичные	солидус	не обн.	$\begin{array}{c} 680\pm5\\(10)\end{array}$	4.2 ± 1.0 (2)
В-314д	автолитом (в 1 см)	размером 0.4 мм	вторичные	солидус	не обн.	$\begin{array}{c} 680 \pm 5 \\ (36) \end{array}$	

Примечание: Цифры в скобках - число изученных включений. СФР – сопутствующие флюидные включения. Термодинамическое изучение РВ проведено в термокамере с силитовым нагревом. Содержание воды в РВ определялось способом, описанным в работе Рейфа (1990), волюмометрические измерения РВ, проведенные на Федоровском столике, обеспечивают определение Сн₂о с относительной стандартной погрешностью (sp = 0.16).

Аналитик: Ф.Г. Рейф (ГИ Бур. Ф РАН, г. Улан-Уде).

Эти цифры характеризуют конечные стадии образования автолитов и гранитов, так как кварц кристаллизуется в этих образованиях совместно с КПШ после плагиоклаза.

5.4. Геохимические особенности включений (автолитов)

Было изучено распределение F, Be, B, Ba, Sr и некоторых рудных микроэлементов (Sn, Pb, Co, Ni, Sc, V, Cr) в зональном включении и вмещающих его гранитах вблизи (в 20 см) и в 2 м от контакта. Установлено, что содержания F, Sn, Ni, Co и V во включении в 1.5 – 2 раза выше, а Ba, Be и La в центре включения ниже, хотя в краевой части включения содержание Ba и La возрастает до величины содержания их в гранитах, а Be – превышает их (табл. 38).

Таблица 38. Содержание микроэлементов в гранитах и зональном включении (г/т)

Элемент	Центр включения	Край включения	Гранит	Гранит
	B-1218 <i>e</i>	В-1218 б	в 20 см	в2м
F	430	500	410	290
Be	0.9	2.15	1.25	1.35
Sn	5.2	3.1	2.7	1.9
Pb	15	24	20	20
B	3.2	3.4	3.8	3.3
Ba	670	950	870	950
Sr	260	250	190	190
La	32	37	52	51
Ce	54	110	72	84
Nd	37	30	38	37
Yb	27	2.5	2.1	2.6
Y	30	28	25	32
Ca	3.9	4.1	2.2	2.6
Ni	6.6	9.7	6.5	8.8
Sc	5.8	5.6	4.3	5.4
V	3.1	2.7	1.3	1.5
Cr	14	17	14	14

Примечание: Количественный спектральный анализ в Сиб. ГЕОХИ, Иркутск, по методике [Райхбаум, 1976].

Изучение распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в автолитах и содержащих их гранитоидах показало падение уровня содержаний РЗЭ от легких к тяжелым элементам этой группы подобно распределению РЗЭ между фенокристаллами плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, биотита и основной массы риолитов по данным [Arth, 1979] (рис. 81). Это может свидетельствовать о существенном вкладе в распределение РЗЭ в этих



Рис. 81. Содержание редкоземельных элементов во включениях и содержащих их гранитоидах в интрузивах Восточного Сихотэ-Алиня, нормализованные к хондриту (Rollinson, 1995).

Затемненные значки – включения, светлые – содержащие их породы. Буквы около номера образца: Д – диорит, ГД – гранодиорит, Г – гранит, В – включение.

породах процесса фракционирования плагиоклаза, калинатрового полевого шпата и, возможно, биотита при генерации расплавов.

Наибольший вклад в содержание РЗЭ в гранитных породах, как было показано [Fourcade, Allegre, 1981] вносят минералы апатит, сфен, ортит, роговая обманка и в меньшей степени плагиоклаз и КПШ. Выделить влияние одного какого-либо минерала на интегральный профиль содержания РЗЭ в породе не всегда возможно, но иногда оно бывает отчетливо заметно. Например, форма кривых содержаний РЗЭ в автолитах из гранодиоритов Владимирского и Валентиновского массивов подобна таковой для роговой обманки и апатита [Arth, 1976; Fourcade, Allegre, 1981] – рис. 81.

Сравнение содержаний РЗЭ во включениях и вмещающих их породах показывает, что в большинстве случаев распределение РЗЭ в них подобно и их концентрации незначительно отличаются друг от друга в основном глубиной или отсутствием Еи минимума во включениях (рис. 81). Исключение составляют гранодиориты Владимирского и Валентиновского массивов, во включениях которых концентрация легких РЗЭ выше, тяжелых – ниже, а Еи минимум совпадает с вмещающими гранодиоритами. Включения в некоторых гранитах отличаются более высоким содержанием РЗЭ (обр. В-1022-2), но чаще – более низким, как в гранитах поздних фаз в изученных интрузивах. Содержание РЗЭ в гранитах и включениях Валентиновского (обр. В-940) и северной части Опричненского (В-1219 и В-1218в) массивов почти одинаково, тогда как во включениях из гранитов южной части Опричненского массива, отобранных из одного обнажения, содержание РЗЭ ниже, чем во вмещающих гранитах (обр. В-1769 – 1771) – рис. 81.

Для большинства РЗЭ спектров включений наблюдается отчетливый тетрад-эффект (т.е. нарушение плавной линии спектра) М-типа для первой тетрады (La-Ce-Pr-Nd) и не столь заметный W-типа для третьей тетрады (Gd-Tb-Dy-Ho), обусловленный образованием комплексных соединений в водной среде [Jahn et. al. 2001; Ясныгина, Рассказов, 2008 и др.].

5. 5. Nd – Sr изотопные особенности включений (автолитов)

Были проанализированы пары «порода – включение» на Sm–Nd и Rb–Sr изотопы. Установлено, что содержание Sm и Nd во включениях ниже, чем в содержащих их породах в Опричненском и Бринеровском массивах, тогда как в гранитах Валентиновского интрузива содержание этих элементов увеличивается во включении [Валуй, 2011], (табл. 39).

Анализ полученных Rb-Sr изотопных данных показал, что от ранних фаз к поздним внутри одного массива в ряду пород «основной – кислый» происходит одновременное увеличение отношений ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, что наблюдается в Опричненском плутоне в паре «диорит-гранит» (0.550 – 3.529 и 0.7034–0.7067) и в Бринеровском интрузиве в паре «гранодиорит-гранит» (0.742–5.524 и 0.7032–0.7058 соответственно), тогда как в парах «порода-включение» отношение ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr уменьшается, а ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr возрастает, подтверждая мнение Г. Фора [1989], что после охлаждения до температуры, при которой породы образуют замкнутые системы, отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в них начинает увеличиваться в результате распада ⁸⁷Rb с образованием ⁸⁷Sr. Каждый акт распада ⁸⁷Rb уменьшает отношение ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и увеличивает отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, что мы можем наблюдать в наших анализах пар «диорит – включение» и «гранит – включение» (табл. 39, рис. 82).

Полученные Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные пар «включениепорода» в интрузивах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса

Таблица 39. Изотопные Sm-Nd и Rb-Sr данные включений и содержащих их гранитоидов Восточного Сихотэ-Алиня

№ п/п	№ обр.	Порода	Возраст, млн. лет	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε	$\epsilon_{_{\rm Nd}}$			
			Оприч	чненск	ий масо	сив						
1	B 300	диорит	81	4.016	18.723	0.129652	0.512569	-1.35	-0.65			
2	В295в	включение.	-	3.923	19.116	0.124073	0.51244	-3.86	-3.11			
3	B-338	гранит	54	4.972	28.32	0.102286	0.51259	-0.94	-0.29			
4	В-314в	включение.	-	4.348	17.718	0.148342	0.512619	-0.37	-0.04			
5	B-267	гранит	54	5.866	31.997	0.110828	0.512656	0.35	0.94			
6	В-231д	гранит	54	8.811	42.967	0.123968	0.512555	-1.62	-1.12			
7	B-1771	включение.	_	4.542	22.383	0.122679	0.512645	0.14	0.25			
			Брино	еровск	ий масс	сив						
8	B-1472	гранодиорит	63	4.107	20.827	0.119218	0.512556	-1.60	-0.98			
9	B-1472a	Включение.	_	3.327	15.946	0.126131	0.512531	-2.09	-1.52			
10	B-1475a	Гранит	59	6.644	34.65	0.115955	0.512561	-1.50	-0.89			
	Валентиновский массив											
11	B-1022	гранит	57	2.856	15.782	0.10941	0.512608	-0.59	0.05			
12	B-10223	включение.	_	3.506	19.101	0.110968	0.512565	-1.42	-0.80			
13	В1043б	включение. в аплито-пегм. дайке	_	3.081	15.881	0.117275	0.512507	-2.56	-2.15			

Продолжение таблицы 39

№ п/п	№ обр.	Порода	SiO ₂	⁸⁷ Rb ppm	⁸⁷ Sr ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁷ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁷ Sr	Sr _o				
			Опри	чненск	ий мас	сив						
1	B 300	диорит	59.22	19.82	35.56	0.551	0.7040	0.7034				
2	В295в	включение.	59.56	19.12	39.27	0.384	0.7065	0.7061				
3	B-338	гранит	71.78	29.73	14.98	1.962	0.7057	0.7042				
4	В-314в	включение.	65.14	18.40	39.24	0.464	0.7088	0.7085				
5	B-267	гранит	74.06	28.31	7.92	3.531	0.7094	0.7067				
6	В-231д	гранит	74.32	25.76	7.63	3.376	0.7082	0.7056				
7	B-1771	включение.	66.02	39.41	30.47	1.243	0.7067	0.7057				
	Бринеровский массив											
8	B-1472	гранодиорит	66.10	25.20	33.53	0.743	0.7038	0.7032				
9	B-1472a	включение.	59.10	20.09	38.08	0.521	0.7033	0.7028				
10	B-1475a	гранит	72.50	44.65	12.52	3.524	0.7089	0.7058				
			Вален	гиновс	кий ма	ссив						
11	B-1022	гранит	71.13	32.27	19.23	1.6571	0.7057	0.7084				
12	B-10223	включение.	63.79	31.93	32.07	0.984	0.7072	0.7064				
13	В1043б	включение. в аплито-пегм. дайке	70.86	33.85	18.88	1.772	0.7067	0.7057				



Рис. 82. Соотношение ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для гранитоидов и включений.

Пары пород: 1 – диорит-включение, 2 – гранодиорит–включение, 3 – гранит-включение. Тонкими линиями соединены пары: – 1-2 – диорит-включение, 3-4 и 6-7 – гранит-включение, Опричненский массив; 8-9 – гранодиорит-включение, Бринеровский массив; 11-12 – гранитвключение, Валентиновский массив; толстыми – породы от ранних фаз к поздним внутри одного интрузива: 1-5 – диорит-гранит, Опричненский массив; 8-10 – гранодиорит-гранит, Бринеровский массив. Номера точек соответствуют номерам в табл. 11.

показывают, что включения в гранитоидах, являясь породами более основного состава, имеют изотопные характеристики кислых пород, аналогичные поздним дифференциатам гранитных расплавов, в противоположность данным [Holden et al., 1987; Elburg, 1996; Maas et al., 1997], в которых включения имеют изотопные характеристики основных пород (рис. 83).

5.6. Генезис включений (автолитов) и предлагаемая модель их образования

Вопрос о происхождении включений до сих пор остается дискуссионным. Одни исследователи считают их ксенолитами изверженных пород, переработанными гранитами [Изох и др., 1967; Didier, 1973; Врублевская и др., 2007 и др.], обломками ранних фаз кристаллизации [Lacroix, 1893; Фельдман, 1973; и др.] или реститами пород глубинного субстрата, из которого выплавлялись гранитные расплавы [Тарарин, 1975; Waight, Maas, и др., 2001].

Другие исследователи считают их автолитами, т.е. продуктом эволюции той же магмы, что и вмещающие их гранитоиды, по разному определяя время их появления – на ранних [Дели, 1936; Ферштатер, Бородина, 1976] или поздних [Коренбаум, 1985] стадиях кристаллизации гранитоидов. В последние годы



Рис. 83. Соотношение єNd - 87Sr/86Sr для включений и содержащих их пород.

Зачерненные значки – включения, светлые – содержащие их породы. А – (1 – гранитоидывключения по [Holden et al., 1987]), Б – анализы автора (1 – диориты, 2 – гранодиориты, 3 – граниты, табл. 39).

начинает преобладать мнение, что включения являются результатом смешения основной и кислой магм [Попов, 1982, 1984, 1986; Биндеман, 1995; Holden et al., 1987; Dorais et al., 1990; Wiebe, 1991; Elburg, 1996; Maas et al., 1997; Silva et al., 2000; и др.] или синплутоническими дайками [Bussy, 1991; Bussel, 1991; Литвиновский и др., 1992, 1995: и др.]. Каждый исследователь исходит из своего личного опыта изучения включений в конкретных геологических объектах. Одни авторы «смешивают» гранитные и лампрофировые магмы [Adamusek et al., 2009], другие – считают, что это процесс двухстадийный: 1 – по мере подъема из мантии базальты гибридизируются и затем кристаллизуются, образуя лампрофировые дайки. 2 – гранитные части лампрофировие магмы зучения включения (Маке, 1997).

А. Фернанде и Б. Барбарен [Fernandez, Barbarin, 1991] на основании сравнения вязкости мафических и фельзитовых расплавов выделяют несколько этапов смешения: от полного смешения (mixing), приводящего к образованию гомогенных гибридных магм, которые могут продуцировать известково-щелочные граниты, через частично смешанные (mingling) – капли мафических магм в фельзитовых расплавах образуют мелкозернистые включения (MME – mafic microgranular enclaves) до мафических даек.

В. Стефенс и др. [Stefens et al., 1991] считают, что ММЕ произошли в результате захвата капель андезит-базальтовой или лампрофировой магмы гранитным расплавом в случайном источнике и предлагают для их обозначения термин «ксено-магматическое включение» в отличие от ксенолита и комагмата.

Все указанные выше особенности включений в гранитоидах Восточного Сихотэ-Алиня и прежде всего 1) зависимость их состава от состава вмещающих пород, 2) от положения внутри массива и его глубинности, 3) сходство структурного облика включений из разных пород и отсутствие таких структур в породах подобного состава, но в другом геологическом залегании, 4) возрастание размеров включений от диоритов к гранитам, т.е. в зависимости от вязкости магматических расплавов, 5) отсутствие следов воздействия на них вмещающих пород, 6) подобие распределения РЗЭ, 7) возрастание первичных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr с одновременным уменьшением отношений ⁸⁷Rb/⁸⁷Sr, по мнению автора, однозначно свидетельствуют об образовании их на месте своего нахождения (in situ) в результате какого-то закономерного процесса, возможного в расплавах разного состава (от диоритового до аплито-пегматитового), который привел к расслоению первоначально гомогенного расплава, т.е. дифференциации.

Как указывалось ранее дифференциация магматических расплавов может быть вызвана различными причинами – градиентами температуры, давления и силы тяжести [Уэйджер, Браун, 1970; и др.] или высокими содержаниями флюидов, в том числе фтора [Маракушев и др., 1981; Иванов и др. 1981 и др.]. Однако в случае описываемых объектов таких высоких содержаний фтора, бора и других элементов, способствующих расслоению расплава, как и значительных градиентов температуры, не наблюдается, и расслоение должно быть вызвано другой причиной.

Механизмом расслоения в рассматриваемом случае мог быть процесс, подобный динамической кавитации в момент заполнения магматической камеры, описанный автором ранее [Валуй, 1995, 1997, 2004, 2012]. Кавитацией называется образование заполненных газом или паром полостей (каверн) в жидкости, возникающих при понижении давления, или, другими словами – ее кипение при нормальной температуре и низком давлении.

Теоретически жидкость начинает кипеть, когда величина давления в некоторых участках потока снижается до давления ее насыщенных паров. Это может происходить как в движении, так и в покое, во всем объеме жидкости или на границе ее с твердым телом (с повреждением или разрушением последнего) в области вязкого течения с высоким уровнем турбулентности, либо в ядре движущихся вихрей. Кавитация может возникать, если в жидкости имеются ядра кавитации или слабые места, из которых образуются каверны. Кавитационными ядрами являются примеси, например, растворенные газы или твердые частицы. В магмах ими могут быть примокристы. Скорость, с которой кавитационное ядро растет до достижения критического размера, соответствующего возникновению кавитации, определяется не только его начальным размером и формой, но и термодинамическими свойствами окружающей жидкости, а также величиной и продолжительностью пониженного внешнего давления.

Согласно Кнэппу и др. [1974], главной особенностью кавитации является нестационарный рост и схлопывание отдельных каверн или пузырьков, каждый из которых ведет себя независимо от других. Полный

цикл процесса состоит из следующих этапов: 1) продолжительный и непрерывный рост каверн до достижения ими максимального диаметра; 2) быстрый процесс полного или почти полного их схлопывания в момент, когда они оказываются в области положительного градиента давления; 3) новый рост каверн до несколько меньших размеров и 4) очередное схлопывание. Этот цикл повторяется два и более раз, при этом в каждом последующем цикле размер каверн уменьшается.

Каверны в фазе первого цикла имеют почти сферическую форму, которая искажается при ее первом схлопывании. В следующих циклах процесс повторяется, при этом каверна при схлопывании может сплющиваться в направлении движения или градиента давления.

Заключительная фаза первого схлопывания происходит со значительно большей скоростью, чем в последующих циклах. С увеличением содержания газа в пузырьке давление при схлопывании уменьшается, и гидравлический удар получается более слабым.

В целом, в этом процессе максимальное давление достигается на некотором расстоянии от стенки каверны, при этом амплитуда волны давления может составлять несколько тысяч атмосфер. Это и делает кавитацию опасной для гидротехнических сооружений, турбин, лопастей винтов и пр. Чтобы бороться с ее разрушительными последствиями, человек вынужден был изучать этот процесс, прежде всего в водной среде (невязкая жидкость), поскольку в непрозрачных жидкостях, например, в расплавах металлов [Эскин, 1975], это вызывает большие трудности.

Начавшееся освоение космоса, необходимость развития ракетной техники и совершенствования ракетного топлива поставили вопрос о кавитации в криогенных средах [Акуличев, 1976; и др.], Для магматических расплавов, являющихся вязкими силикатными жидкостями, знакомыми человеку с незапамятных времен, вопрос о кавитации серьезно не ставился, хотя Р. Кнэпп с соавторами [1974], отмечает, что кавитация является фундаментальным свойством всякой жидкости и магматические расплавы, по-видимому, не являются исключением.

Многолетнее изучение приморских гранитоидов на побережье Японского моря, содержащих округлые включения мелкозернистых пород, натолкнуло автора на мысль о возможной роли кавитации в их образовании. Прежде всего бросается в глаза внешнее сходство включений с «пузырями» и подобие структурного облика включений из разных пород и интрузивов (см. рис. 73).

Образование включений автору представляется следующим образом.

При внедрении расплавов в магматическую камеру в условиях малых глубин в результате декомпрессии происходит интенсивное выделение газовой фазы (дегазация). Газовые пузырьки в вязкой жидкости в динамически неустойчивой обстановке, попадая в кавитационные полости, начинают быстро расти за счет летучих компонентов магмы, а затем схлопываются (фокусируются).

Причем, когда кавитация происходит в жидкости с низким давлением насыщенного пара и малым содержанием растворенного газа («маловодные» и «сухие» расплавы) пузырь схлопывается до конца и практически вся энергия схлопывания («фокусирования») должна затратиться на сжатие окружающей жидкости. В случае достаточно большого содержания растворенного газа (флюида) каверна до конца не схлопывается и может поглотить значительную часть энергии, что уменьшает и максимальное давление. Поэтому вероятно автолиты широко распространены в малоглубинных гранитах и отсутствуют в глубинных («водных»).

Этого давления вполне достаточно, чтобы пузырьки, если они находятся на небольшом расстоянии от твердой поверхности, могли вызвать ее механическое повреждение. В удалении от твердой поверхности в объеме жидкости волна давления при схлопывании каверны вызывает массовое зародышеобразование кристаллов в более высокотемпературных условиях, чем при нормальной кристаллизации, что давно используется в металлургии для повышения качества сплава путем уменьшения зернистости отливки, в частности, алюминия [Флемингс, 1977]. В случае гранитных расплавов это будут зародыши плагиоклазов. Массовое зародышеобразование хорошо объясняет мелкозернистую структуру включений и ее характерную особенность –плагиоклазовую «сетку».

На скорость схлопывания сильно влияют вязкость, сжимаемость и поверхностное натяжение жидкости [Забабахин, 1960, 1970; Кнэпп и др., 1974; и др.]. Вязкость стремится уменьшить скорость роста и скорость схлопывания, поверхностное натяжение – уменьшает скорость роста, но увеличивает скорость схлопывания. В сжимаемой жидкости минимальный радиус пузырька при схлопывании больше, чем в несжимаемой почти в 5 раз [Кнэпп и др., 1974].

И.Е. Забабахин [1970] предлагает формулу для определения критического радиуса пузырька в вязкой жидкости: $R_{\rm KP} = 8.4 \nu \cdot \sqrt{\rho/P}$, где ρ – плотность, ν – кинематическая вязкость, P – давление в жидкости. При $R < R_{\rm KP}$ кумуляция энергии схлопывания устраняется вязкостью, а при $R > R_{\rm KP}$ кавитация возможна. Скорость схлопывания в вязких жидкостях растет по тому же закону, что и без учета вязкости, но с меньшим значением постоянного множителя в формуле $V = \text{const. } R^{3/2}$ [Забабахин, 1970].

Практически критический радиус весьма мал, т.е. вязкость устраняет кавитацию только в очень маленьких пузырьках. Если принять за критический радиус минимальный размер включений, наблюдающихся в изученных массивах, то согласно расчетам, подобные включения могли возникнуть при вязкости 10-10³ пуаз (табл. 40).

Таблица 40. Критические радиусы пузырей при гипотетической кавитации расплава с заданными параметрами и размеры реальных включений в гранитоидах различных массивов Прибрежной зоны Приморья (R_{кт} = 8.4 v·√ρ/P) по [Забабахин, 1970]

η, пуазы	$\mathbf{v} = \eta / \rho \ \mathrm{cm}^2 / \mathrm{cek}$	ρ , cm ³	Р, бар	R _{кр} , см	R _{min} , см	R _{max} , см	Массив				
			Ди	ориты							
102	37.0	2.7	1000	15.5	5x6	15 x 25	Опричненский				
5×101	18.5	2.7	1000	7.8	5x6	15 x 20	Лангоу				
3×10^{1}	11.5	2.7	1000	4.8	3x6	25 x 30	Валентиновский				
Гранодиориты											
103	384.6	2.6	1000	16.1	10x20	20x40	Валентиновский				
102	38.5	2.6	1000	16.1	4x5	20x25	Владимирский				
5×10 ¹	19.2	2.6	1000	8.1	4x5	100x150	Бринеровский				
5×10^{1}	19.2	2.6	500	11.6	4x5	100x150	То же				
	-		Гр	аниты							
103	400	2.5	1000	168.0	6x10	15x40	Ольгинский				
5×10^{2}	200	2.5	1000	84.0	4x5	35x50	Валентиновский				
102	40	2.5	1000	16.8	10x15	90x150	27-ой Ключ				
5× 101	20	2.5	1000	8.4	10x15	90x150	То же				
		Гј	раниты а	аплитови	дные						
103	416.6	2.4	1000	171.4	5x10	5x20	Ольгинский				
5×10 ²	208.3	2.4	1000	84.0	12x10	100x100	Валентиновский				
102	41.6	2.4	1000	17.1	12x10	100x100	То же				
5×10^{1}	20.8	2.4	1000	8.5	12x10	100x100	То же				

Примечание: η – вязкость; v – кинематическая вязкость; P – плотность; $R_{_{KP}}$ – критический радиус пузыря; (Rmin и Rmax,) – радиус автолита.

Получившиеся величины вязкости расплава, по сравнению с общепринятыми (10⁴-10⁶) [Персиков, 1984; и др.] непривычно малы, но так как мы не знаем достоверных значений вязкости реальных расплавов в момент заполнения магматической камеры и влияния на вязкость всех присутствующих летучих, то вероятно они допустимы. Аргументом в их пользу, возможно, является тот факт, что в диоритах включения всегда меньшего размера, чем в гранитах (см. табл. 40, рис. 73). Кавитация сопровождается не только кратковременным повышением давления в локальном объеме, но и вероятно диффузией, скорость которой при кавитации на много порядков превышает скорость обычной диффузии в расплаве [Кнэпп и др., 1974]. Об этом свидетельствует обогащенность автолитов малообъемными катионами Na, Ca, Mg, Fe²⁺ по сравнению с вмещающими гранитами (табл. 34) и приуроченность автолитов в Опричненском массиве к горизонтам и участкам более лейкократовых гранитов, чем граниты в центральной части массива, которые автолитов не содержат [Валуй, 1979, 1985]. В кавернах, заполненных газом, при схлопывании происходит адиабатическое повышение температуры [Забабахин, 1960]. Температурный градиент (Δ T), возникающий при этом, видимо, можно оценить по различию в составе ядер плагиоклазов во включениях (An₄₀₋₅₀) и во вмещающих гранитах (An₂₅₋₃₀). Градиент может составлять 80-150 °C.

Газы и флюиды после схлопывания вновь переходят в расплав, создавая тем самым в расплаве участок некоторого обогащения летучими. Вода – преобладающий компонент гранитных флюидов, понижает вязкость и поверхностное натяжение расплавов в десятки раз [Эпельбаум и др., 1973], обогащение же Са, Mg, Fe²⁺увеличивает эти параметры многократно. Кроме того, в субликвидусных расплавах большое влияние на вязкость оказывают газовые пузыри наряду с кристаллической фазой, увеличивая ее значение во много раз [Персиков, 1984]. В итоге происходит изменение вязкости в некотором объеме расплава и образование, таким образом, двух жидкостей, различающихся по своим физическим свойствам, и поэтому имеющих границу раздела. Поверхностное натяжение, возникающее на этой границе, видимо, обуславливает ориентировку кристаллов плагиоклаза вдоль контакта капли-включения, наблюдающееся в некоторых включениях Опричненского массива, в частности в обр. 245 (рис. 11, 76). Кроме того, за счет кривизны на границе раздела возникает дополнительное (лапласовское) давление $\Delta P=2\sigma/R$ [Флемингс, 1977], которое также может оказать влияние на ориентировку кристаллических фаз.

С момента обособления капля расплава будет эволюционировать, как самостоятельная изолированная система, и кристаллизация ее завершится гнездами «своих» пегматитов и кайм плагиоклазов An₁₄₋₁₂ на контакте с КПШ, тогда как в гранитах – An₁₈₋₁₆. Кристаллизация капли начинается с зародышей плагиоклаза, появление которых было вызвано волной давления при схлопывании пузыря (каверны). Далее кристаллы плагиоклазов растут в условиях падения температуры от (T °C+ Δ T °C) до T °C гранитов, о чем свидетельствует их более основной состав, резкая зональность, низкая упорядоченность и более высокие содержания K₂O и BaO, чем во вмещающих гранитах [Валуй, 1979].

Известно, что величина поверхностного натяжения определяется соотношением двух основных структурных единиц расплава – катионов-

модификаторов и сеткообразователей [Персиков, 1984]. Нами были рассчитаны некоторые параметры, характеризующие структуру расплава, для гранитоидов и включений по их химическому составу: структурный параметр K = 2(O-2H)/H (степень разорванности полимерной сетки), число тетраэдров [Si, Al]O₄ в полимерных комплексах [Персиков, 1984] и поверхностное натяжение (σ) [Прусевич, Кутолин, 1986]. Оказалось, что число тетраэдров [Si, Al]O₄ для гранитной матрицы > 1 (1.02-1.06), а во включениях – меньше 1 (0.59-0.72).

При появлении в магматической жидкости капель второго расплава форма последних будет определяться условием минимума полной поверхностной энергии [Флемингс, 1977].

Величина поверхностного натяжения, пропорциональная структурному параметру K, увеличивается от гранитов к диоритам. Все включения вписываются также в эту закономерность, характерную для всех магматических пород (рис. 84). Пунктирными линиями на диаграмме показаны пределы колебания величин суммы двухвалентных катионов (Σ RO) между вмещающими породами и включениями для гранитов, гранодиоритов и диоритов. Основность пород и степень различия составов увеличивается от вершины треугольника вниз по мере удаления от контактов и возрастания глубинности интрузивов (от Опричненского к Ольгинскому и Успенскому).

При появлении в магматическом расплаве капель второго расплава они будут находиться в равновесии, а их форма будет определяться условием минимума полной поверхностной энергии [Флеминге, 1977]. Если поверхностная энергия изотропна, то равновесной формой второго расплава будет сферическая.

Если же поверхностная энергия является функцией ориентации, то равно-



весная форма будет отклоняться от сферической, что чаще всего мы и наблюдаем. Пузыри редко бывают изолированными и обычно растут и схлопываются на близком расстоянии друг от друга или какихлибо поверхностей. Дробление наполненной газом каверны при схлопывании может привести к образованию облака пузырьков при повторном расширении.

Рис. 84. Зависимость поверхностного натяжения (σ) от суммы $\Sigma RO = (MgO+CaO+FeO)$ с точками составов гранитоидов и их включений. (σ) – по [Прусевич, Кутолин, 1986].

173

Чем больше пузырек, тем продолжительнее время схлопывания, больше энергии выделяется и тем выше максимальное давление, и, следовательно, в приложении к образованию автолитов, тем более крупного размера они будут. В некоторых случаях деформация пузырьков вызывает образование микроструек жидкости, которая «прошивает» его с огромной скоростью непосредственно перед схлопыванием [Кнэпп и др., 1974] и которая может в дальнейшем восприниматься как гранитизация образовавшегося автолита.

Таким образом, включение – это не сам кавитационный пузырек, заполненный затем расплавом, а некий объем расплава, обогащенный флюидами после схлопывания пузыря, в котором действовало повышенное давление или ударная волна, возникшая при схлопывании и сопровождаемая диффузией катионов (Ca, Mg, Fe²⁺, Na), т.е. это поле гидродинамического давления в локальном объеме (рис. 85).



Рис. 85. Фотография «включений во включении», (Успенский массив).

Последовательность процессов, приводящих к обрзаованию автолитов, согласно предлагаемой модели, можно представить в виде следующей схемы: 1 – образование каверн в вязком расплаве при заполнении магматической камеры и

рост пузыря в расплаве за счет диффузии флюидов в кавитационную полость; 2 – схлопывание пузыря и возникновение ударной волны, сопровождаемое диффузией малообъемных катионов (Ca, Mg, Fe²⁺, Na); 3 – повторное растворение флюидов в расплаве после схлопывания пузыря и появление многочисленных центров кристаллизации плагиоклазов (и роговой обманки в гранодиоритах) в поле гидродинамического давления; 4 – обособление капли с физическими свойствами, отличающимися от исходного расплава, и появление границы раздела, поверхностного натяжения (σ) и ΔP (лапласовского) за счет кривизны границы (рис. 86).

Хотя все вышеизложенное и не является строгим доказательством участия кавитации в процессе образования автолитов в гранитоидах, но, по мнению автора, объясняет их возникновение более естественным образом в процессе кристаллизации и дегазации маловодных магм в условиях малых глубин с помощью процесса, реально существующего в жидкостях, без привлечения каких-то случайных факторов вроде смешения магм. К тому же хорошо изученный в гидродинамике процесс смешения двух жидкостей



Рис. 86. Стадии процесса образования автолитов согласно предлагаемой модели. (I-IV) - объяснения в тексте.

свидетельствует о том, что при этом «капельная» текстура в жидкости не сохраняется, а формируются протяженные слои или субгоризонтальные ячейки [Хапперт, Тернер, 1984]. Одним из наиболее убедительных доказательств реальности проявления кавитации в гранитном расплаве, возможно, являются более высокие содержания водорода (H₂) в составе флюидной фазы автолитов, по сравнению с гранитами (табл. 36), ибо известно, что при кавитации происходит ионизация газов, их свечение [Кнэпп и др., 1974; и др.] и, вероятно, разложение воды с образованием H₂.

По мнению автора, кавитация наиболее логично может объяснить такие особенности автолитов, как: (а) наличие в одном обнажении включений разного размера и состава; (б) зависимость их размера и состава от удаленности от контактов и глубинности массива; (в) зависимость величин их зернистости от размера – более среднезернистые являются и более крупными и более основными, ибо образовались от схлопывания более крупных пузырей. Наличие же зональных включений и «включений во включении» (более мелких и тонкозернистых внутри более среднезернистых – рис. 11, 73, 85) может свидетельствовать о неоднократном схлопывании каверн.

В свете предлагаемой модели, участки скопления включений являются зонами кавитации в магматических расплавах. Чаще всего они проявлены в приконтактовых частях интрузивов, где наиболее вероятны турбулентность и дегазация внедрившейся магмы.

Горизонты включений, многократно повторяющиеся в береговых скалах Опричненского массива, возможно, являются следствием многоэтапного заполнения магматической камеры. Каждая новая порция магмы могла испытывать сопротивление движению, что могло вызывать кавитацию в верхней части потока и образование автолитов, приуроченных к более лейкократовым гранитам, так как часть двухвалентных катионов ушла на образование автолитов. Вниз по разрезу, лейкократовые граниты, содержащие автолиты, сменяются обычными гранитами без автолитов. Затем, в новой порции расплава, процесс повторяется. Здесь уместно отметить, что южное поле гранитов Опричненского массива представляет собой прекрасно обнаженный «модельный» лакколит зонального строения: приконтактовая фация (~ 4 км горизонтали) сложена гранофировыми гранитами с автолитами, ПО которые затем сменяются ритмично-расслоенными гранитами (~ 3 км),

представляющими из себя внешнюю часть зоны конвективного перемешивания, и не содержащими автолитов (см. рис. 4). Центральная часть лакколита сложена равномернозернистыми гранитами с гнездами пегматитов и аплито-пегматитовыми телами. Автолиты здесь отсутствуют. То есть, в центральной части лакколита, где происходит конвективное перемешивание, наблюдается нормальная эволюция гранитного расплава, заканчивающаяся пегматитами. А в приконтактовой части, в зоне «застойного» расплава, где не происходит активное конвективное перемешивание, собираются газовофлюидные пузыри, которые не могут покинуть расплав из-за отсутствия разгерметизации камеры при незначительном объемном эффекте (ΔV) кристаллизации маловодного гранитного расплава [Рейф, 1990], способствуя образованию фаций гранитов с автолитами.

Фации «конгломератовидных» пород, целиком сложенных включениями с небольшим количеством гранитного цемента, формируются в местах, где магматический расплав испытывал наибольшее сопротивление своему движению – около останцов и провесов кровли (Валентиновский массив вблизи мыса Горал и северная часть Опричненского массива вокруг бухты Китовое Ребро, см. рис. 4, 29).

С точки зрения кавитационной модели, появление гигантских включений (>5–10 м в диаметре), описываемых как блоки пород ранней фазы, но имеющих структуру, аналогичную структуре включений, можно объяснить суперкавитацией, т.е. формированием «присоединенных» каверн, достигающих больших размеров даже в невязких жидкостях [Кнэпп и др., 1974]. Они также наблюдаются вблизи кровли и останцов вмещающих пород (Бринеровский массив вблизи устья кл. Быстрый). Присоединенные каверны возникают при отрыве потока жидкости от твердой границы обтекаемого тела или стенки канала. Максимальная длина присоединенной каверны зависит от поля давления.

Скрытая теплота парообразования, как и удельная теплоемкость жидкости, влияет на скорость роста и схлопывания пузырьков. Чем она больше, тем больше требуется тепла для заполнения растущей каверны паром заданной плотности. Так как это тепло отбирается только от поверхностного слоя жидкости, то степень ее охлаждения пропорциональна отобранному количеству тепла. Возможно, с этим процессом связано появление вокруг некоторых включений белой каемки, мощностью около 1 см. В диоритах Опричненского массива она сложена кварцем и кислым плагиоклазом (рис. 8), а в гранодиоритах Успенского (рис. 73) – кварцем и микроклином. Обе минеральные ассоциации являются наиболее низкотемпературными для пород этой группы и их появление в слое жидкости, потерявшей часть тепловой энергии, кажется вполне закономерным.

Таким образом, особенности включений – своеобразие их структурного облика и отсутствие пород подобной структуры в другом геологическом

залегании; закономерная зависимость состава включений от состава содержащих пород и от положения их внутри интрузива (расстояние от контактов) и глубинности интрузива свидетельствуют об их появлении в результате дифференциации гранитоидного расплава на месте кристаллизации, вызванной процессом подобным динамической кавитации при заполнении магматической камеры. Образованию включений способствуют низкое исходное содержание флюидов в расплаве, отсутствие разгерметизации магматической камеры и перемешивания расплава.

Итак, по генетической сути описанные включения в гранитоидах являются автолитами.

ГЛАВА 6. ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЕ РАССЛОЕНИЕ И ОБРАЗОВАНИЕ ЗОН РИТМИЧНОГО РАССЛОЕНИЯ (ДИФФУЗИОННО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ)

6.1. Некоторые общие представления о содержании воды в гранитных магмах

Вода является одним из основных летучих компонентов магм, который играет особую роль в процессах их образования и дифференциации, благодаря ее высокой химической активности и ее большому влиянию на фазовые равновесия в магматических системах и на физические свойства силикатных расплавов [Кадик и др., 1971; Персиков, 1984 и др.]. Вода находится в магмах как в диссоциированной, так и в молекулярной форме. Например, для водно-гранитного расплава в области 300-5000 атм. при T = 1000 °C вода полностью диссоциирована, также как и в базальтовом расплаве при T = 1200 °C. В области низких температур при T-P условиях солидуса гранита и пегматита доля растворенной воды в диссоциированной форме составляет около 60%, а молекулярной – около 40% от общего ее количества [Кадик и др., 1971].

При небольших содержаниях воды (1-3% мас.) рассеянная потеря воды магмами кислого, основного и ультраосновного состава происходит в верхних частях континентальной коры на глубинах менее 0.5-10 км, а при концентрации воды 5-10% мас. в нижних частях коры – на глубинах менее 10-30 км.

Для гранитных интрузивов, которые кристаллизуются на глубинах более 10 км, отделение воды происходит, по-видимому, в основном из остаточных расплавов. Для плутонов, остывающих на глубинах менее 10 км при высокой начальной концентрации воды (около 10% мас.), возможно кипение на более ранних стадиях остывания до их солидуса. Высокощелочные магмы, обогащенные фтором и хлором, способны удержать большие количества воды вплоть до весьма низких давлений [Кадик и др., 1971].

Экспериментальное изучение водно-альбитовой системы [Кадик и др., 1971] показало, что концентрация воды возрастает к верхним частям столба магмы. В среднем гравитационное распределение воды характеризуется величиной 0.1-0.15% мас. H_2O на 1 км или 0.4–0.8% мас. H_2O на 1000 атм. Для слоя расплава мощностью около 10 км гравитационный эффект может привести к различию в концентрации H_2O в его верхних и нижних частях в 1–1.5% мас. или 8–10 мол.%. Для магматических тел, мощность которых менее 10 км, например 1-3 км (как у массивов Прибрежной зоны Приморья, изучаемых нами) гравитационное распределение летучих становится достаточно малым и им можно пренебречь.

По современным представлениям, кристаллизация гранитов в мезо – и гипабиссальных условиях происходит при $P_{H_2O} < P_{oбщ}$. и содержании воды в расплаве 2 ± 1 вес. % [Перчук, 1973; Рябчиков, 1975 и др.]. В отдельных частях интрузивов в процессе кристаллизации происходит скопление воды и других флюидов и возрастание водного давления до величины литостатического.

6.2. Проявление диффузии воды в гранитных расплавах и выделение фаций гранофировых пород

Летучие компоненты легко удаляются из магм при их подъеме, рассеиваясь в окружающей среде, не оставляя возможности для непосредственных определений их первоначального содержания. Однако экспериментальные и теоретические работы, посвященные изучению флюидного режима, позволяют производить оценку давления воды в магме по ее воздействию на минеральные равновесия и структуры пород [Tuttle, Bowen, 1958; Luth et. al., 1964; Seck, 1971; Кадик и др., 1971; Перчук, 1973; Рябчиков, 1975; и др.].

Изучение составов сосуществующих полевых шпатов в гранитах Прибрежной зоны показало, что эволюция Т-Р условий при их кристаллизации была различна. В более глубинных интрузивах (Владимирском, Ольгинском, Валентиновском) отмечено резкое покисление плагиоклаза с одновременным уменьшением натровости КПШ от ранних этапов кристаллизации (ассоциация ядер зональных кристаллов плагиоклазов и антипертитового КПШ) к более поздним (ассоциация краевых кайм плагиоклаза с самостоятельными кристаллами КПШ). Это указывает, что при очевидном условии падения температуры происходит возрастание давления воды. В менее глубинном (Опричненском) альбитовая составляющая одновременно возрастает в сосуществующих полевых шпатах, что свидетельствует об их кристаллизации в условиях синхронно понижающихся температуры и давления флюидов или изменении кислотности-щелочности. Но так как заметного изменения щелочности при кристаллизации гранитов Опричненского массива не происходит (судя по глиноземистости биотита), то вероятнее предположить изменение Рн, о [Валуй, 1974, 1979].

Характерной особенностью гипабиссальных гранитов являются широкое распространение в них кварц-полевошпатовых закономерных срастаний. Среди них выделяются микропегматитовые (в гранофирах, микропегматитовых гранитах, в долеритах) и пегматитовые (в письменных гранитах). Д.С. Штейнбергом и Г.Б. Ферштатером [1968] было установлено понижение содержания кварца в микропегматитовых срастаниях от гипабиссальных гранитов к абиссальным, что объясняется возрастанием давления водного пара в расплаве. Ими было выделено две группы кварц-полевошпатовых срастаний: одна – с содержанием 38-42% кварца и другая – 28-35% кварца. Микропегматиты первой группы отмечаются в гипабиссальных гранитах, а также в долеритах и диабазах, где они образуют

участки различной величины и формы. Геологические и петрологические данные убедительно свидетельствуют об их магматической природе. Микропегматиты второй группы отмечаются как в гипабиссальных гранитах, так и в глубинных. В гипабиссальных гранитах они несут ясные следы развития уже в твердой породе, сопровождаясь зонами гидротермальных изменений. В глубинных гранитоидах микропегматит такого состава отвечает поздним стадиям кристаллизации. Авторы отмечают, что уменьшение содержания кварца в кварц – полевошпатовых срастаниях совпадает с падением температуры кристаллизации. Состав первично магматического микропегматита $Q_{40}(Or_{55}Ab_{40}An_{5})_{60}$ соответствует Q-Ab-Or котектике при Ph₂O около 500 бар и T = 780 °C. Эти параметры отвечают условиям гипабиссальной фации. В графических зонах пегматитов, ассоциирующих с такими и более глубинными гранитами, содержание кварца в срастаниях падает до 34-35%. Такое содержание соответствует Q-Ab-Or котектике при Ph_o = 1500 бар и T = 700 °C, отражая повышающееся давление водяного пара в остаточном расплаве, всегда насыщенном летучими компонентами.

Г.Б. Ферштатер [Ферштатер, Бородина, 1975] построил диаграмму, на которой показана зависимость содержания кварца в котектике Q-Ab-Or от давления водяного пара, на основании экспериментальных работ [Tuttle, Bowen, 1958; Luth et. al., 1964]. Таким образом, появилась возможность оценивать PH₂o при образовании пород гранофировой и микропегматитовой структуры, которые наиболее близко отвечают упрощенной экспериментальной системе Q-Ab-Or, определяя количество кварца в закономерных срастаниях с калинатровым полевым шпатом.

Такой анализ был сделан автором для гранофировых гранитов Араратского и гранодиоритов гранофировой структуры Бринеровского интрузивов.

6.2.1. Гранофировые граниты Араратского массива

Как было показано выше во 2 главе Араратский гранитный массив занимает центральную часть Дальнегорской вулкано-тектонической структуры. Его основная часть сложена гранофировыми гранитами (см. рис. 44).

Детальное изучение состава гранофировых сростков показало, что количество кварца в гранофировых сростках, вблизи контактов с вмещающими породами, а также вблизи кровли (на наиболее высоких гипсометрических уровнях), колеблется в пределах 46-48 об. %, что отвечает $P_{H_2O} = 0.1-0.2$ кбар, но с удалением от контакта и кровли оно падает до 42-44 об. %, а давление воды возрастает до 0.3-0.4 кбар, согласно диаграмме [Ферштатер, Бородина, 1975] (табл. 41).

Полученные результаты в виде изолиний равного давления воды нанесены на карту интрузива (см. рис. 44). Для северной части массива устанавливается четкая зависимость распределения изолиний парциального давления от рельефа: все образцы, отобранные в местах с абсолютной отмет-

Таблица 41. Зависимость состава Q – Fsp графических сростков и PH₂0 от гипсометрического уровня отбора образцов (среза интрузива). Араратский массив

Nº	Ofnerey	Содержание	P _{H2O} ,	кпш	Пла	гиокл	aз	Положение образца			
п/п	Ооразец	Q в сростках (об. %)	кбар	2V _{Np}	% An	2V	ИУ	над уровнем моря			
		Север	ная част	ь интру	зива						
1	B-1416	47.0 (8)	0.1	60	24	90	100	400			
2	B-1417	45.0 (6)	0.2-0.3	62	26	90	100	500			
3	B-1418	46.0 (6)	0.15	60, 64	27	80	60	800			
4	B-1426	44.0 (5)	0.2-0.3	60, 62	30	83	60	250-300			
5	B- 1601	46.0 (5)	0.15	56	_	_	_	250-300			
6	B-1655	44.0 (6)	0.2-0.3	54, 56	25	72	20	200-250			
Юго-восточная часть интрузива											
7	B-1446	47.0 (6)	0.1	64	_	_	_	450			
8	B-1445	47.0(5)	0.1	60	28	86	60	400			
9	B- 1432	44.0 (6)	0.2-0.3	56, 60	25	76	30	250			
10	B-1443a	48.0 (5)	0.1	58	26	64	10	250			
11	B- 1444	47.0 (4)	0.1	64	28	64	10	250			
12	B- 1449	48.0 (6)	0.1	44				600			
		Юго-зап	адная ча	асть ин	трузива	a					
13	B-1524	45.0 (8)	0.2-0.3		26	80	50	350			
14	B-1523	44.0 (6)	0.2-0.3		_	_	_	280			
15	В-1459в	42.0 (6)	0.3-0.4		18	_	_	220-250			
16	В-1459г	46.0 (6)	0.15		_	_	_	400			
17	В-1458д	46.0 (6)	0.15		_	_	_	250			
18	B-1539	46.0 (8)	0.15		-		_	600-650			

Примечание: Числа в скобках – количество замеров. Порядковые номера соответствуют таковым на рис. 44 (гл. 2).
кой выше 250 м, имеют $P_{H_2O} < 0.2$ кбар, а ниже 250 м – $P_{H_2O} \ge 0.3$ кбар. Серия образцов по линии маршрута, от высоты с отметкой 800 м над уровнем моря до уреза ключа с отметкой 200 м, показывает постепенное возрастание Рно от 0.1 до 0.3 кбар. Разница высот в 600 м, таким образом, соответствует возрастанию Рн_оо на 0.2 кбар (от 0.1 до 0.3 кбар). Наиболее глубокие части интрузива вскрыты в нижнем течении ключа Каменистый и левом борту пади Довгалевская (рис. 44; точки 4, 6, 7-9). Распределение изолиний Рно ясно показывает, что северная и южная части интрузива, разделенные долиной Довгалевской пади, являются единым интрузивом. В южной части распределение изолиний Рно более сложное, чем в северной. Так, в юго-западном выступе наблюдаются наибольшие Рно (до 0.4 кбар), что свидетельствует, видимо, о более мощной покрышке над этой частью интрузива в момент кристаллизации. Большее флюидное давление в этой части массива подтверждается и более мощным ореолом контактово-измененных пород по сравнению с северо-восточным контактом (см. рис. 44). Величина Рн₂о в кровле интрузива показывает, что кристаллизация его происходила на глубине не более 300-400 м от палеоповерхности. Наличие миароловых пустот свидетельствует о близости Робщ и Рфл.

Упорядоченность полевых шпатов хорошо коррелируется с содержанием кварца в графических сростках, что естественно, т.к. то и другое определяется, прежде всего, флюидным давлением. В краевых зонах массива, где $PH_2o = 0.1$ -0.2 кбар индекс упорядоченности (ИУ) плагиоклазов составляет 0-40, а калинатровые полевые шпаты представлены высокими ортоклазами с $2V_{Np} = 44-66^{\circ}$ и $\delta_0 = 0.20$ -0.40. В участках, где флюидное давление повышается до 0.3-0.5 кбар (в ЮЗ части интрузива), $2V_{Np}$ калинатрового полевого шпата увеличивается до 64-70° (δ_0 до 0.60), а ИУ плагиоклазов возрастает до 60-70°.

Таким образом, изучение состава графических сростков и упорядоченности полевых шпатов позволяет в однообразных, на первый взгляд, гранофировых гранитах выделять различные, по флюидонасыщенности и глубинности, фации. В данном конкретном случае для Араратского массива можно выделить две фации:

1 – приконтактовую – прикровлевую с P_{H_20} не более 0.15 кбар и мало упорядоченными полевыми шпатами (КПШ с $\delta_0 = 0.2$ -0.4 и плагиоклазами с MV = 0-30),

2 – более глубинную с P_{H_2} о > 0.2-0.3 кбар, которая обнажается в наиболее эродированных частях интрузива и содержит более упорядоченные полевые шпаты (калинатровый полевой шпат с δ_0 > 0.5 и плагиоклаз с ИУ = 60-100).

6.2.2. Гранофировые гранодиориты Бринеровского массива

Большая часть площади Бринеровского интрузива сложена очень неоднородными гранодиоритами (рис. 12 в главе 2), которые содержат крупные (2-3 х 30 м) блоки (останцы ранней фазы?) и округлые мелкие (0.2-0.5 м) включения (автолиты) мелкозернистых кварцево-диоритовых или диоритовых пород. В центральной части массива гранодиориты представлены слабо порфировидными средне- и крупнозернистыми породами массивной текстуры. В приконтактовых и прикровлевых частях гранодиориты сменяются резко порфировидными разностями с мелкозернистой основной массой, содержащей участки микропегматитовых и гранофировых структур. По мере приближения к контактам и кровле площадь участков гранофировых структур постепенно увеличивается до полного преобладания их в основной массе и сами гранофиры становятся все более тонкозернистыми (точки 1617, 1618). Необходимо отметить, что гранодиориты с основной массой, преобладающе гранофировой структуры, имеют розоватый оттенок, в отличие от серых гранодиоритов с основной массой гипидиоморфнозернистой структуры.

Количество кварца в гранофировых сростках гранодиоритов находится в строгой зависимости от их расстояния до контактов и кровли. В непосредственной близости от контактов и кровли графические сростки содержат 47-49 об. % кварца, что отвечает Робщ > $P_{H_2O} = 0.1$ кбар, соответствуя расстоянию около 300 м от палеоповерхности (обр. В-1618, 1612, 1611; табл. 42). При увеличении глубины вреза кл. Быстрого, пересекающего интрузив насквозь от 60-метровой до нулевой горизонтали (устье ключа), т.е. с удалением от кровли массива, количество кварца в гранофировых сростках гранодиоритов уменьшается до 38-40 об. %, что соответствует возрастанию P_{H_2O} до 0.5-0.7 кбар при условии постоянной щелочности и низком содержании фтора в расплаве (точка 1474; рис. 87).

Таким образом, определение количества кварца в графических сростках позволяет оценить величину флюидного давления при кристаллизации пород гранофировой структуры (при условии постоянной щелочности и невысоких содержаний фтора) и глубину образования гранофировых пород, которое происходит, как было показано для Араратского и Бринеровского массивов, на глубине не менее 300 м от палеоповерхности при постепенном возрастании Рн₂о от кровли вглубь интрузива. Постепенное падение флюидного давления к контактам интрузивов свидетельствует о диффузии флюидов в процессе дегазации магмы при их формировании.



Рис. 87. Схематический разрез Бринеровского интрузива вдоль русла ключа Быстрого.

1 – гранодиориты; 2 – вмещающие эффузивы; 3 – изолинии Рн₂о согласно составу гранофиров; 4 – профиль русла ключа с местами отбора образцов.

Таблица 42. Содержание кварца в гранофировых сростках и флюидное давление в породах Бринеровского массива

Образец	Порода	Место взятия образца	Содержание Q в Q-Fsp сростках (об. %)	Р _{н20,} кбар.
B-1474	Гранодиорит	скалы на берегу (300-400 м от кровли)	38	0.7
В-1475в ₁	то же	то же, 100-200 м	40	0.5
В-1475ж ₂	_ `` _	вблизи контакта	44	0.2
B-1479	_ " _	150 м от контакта с эффузивами	42	0.3
B-16056 ₁	_ " _	глыба на берегу моря	42	0.3
B-1606e ₃	_ " _	то же	45	0.2
B-1609	_ " _	200-300 м от контакта	42	0.3
B-1611	_ " _	вблизи контакта	48	0.1
B-1612	_ " _	то же	47	0.1
B-1618	_ `` _	западный контакт	48	0.1
A-298	_ " _	кровля	47	0.1
A-303	_ " _	то же	49	0.1
B-1477-2	Гранит	контакт с эффузивами	45	0.2
B-1475	то же	70-80 м от контакта	42	0.3
В-1476д ₂	Ритмично-расслоенные граниты (гранофировая зона)	20 м от контакта	43	0.2
В-1486д ₅	То же, аплитовая зона	то же	41	0.2-0.3
В-1476д ₉	То же, аплитовая	_ " _	41	0.4
В-1476д ₁₂	То же	_ `` _	40	0.4
В-1476д ₁₅	_ " _	_ " _	42	0.5
В-1476д	Гранофировая зона	_ " _	44-45	0.3
B-1476e	Аплитовая зона	_ " _	42	0.2
В-1476к	Гранофировая зона	_ `` _	50	0.3
В-1476л	То же	_ ^ ~ _	47	0.1
В-1476м	Аплитовая зона	_ `` _	41	0.4
B-14760	Гранит под зоной расслоения	- " -	39	0.6
В-1476п	Гранофировая зона	_ `` _	47	0.1
B-1476 ₁	То же	- " -	47	0.1
B-1476r ₂	_ `` _	- " -	47	0.1
B-1476Γ ₄	Аплитовая зона	_ " _	46	0.1

6.3. «Сухие» и «мокрые» контакты Ольгинского интрузива

В пределах каждого массива давление флюидов в разных частях неодинаково. Это наглядно видно в контактовых зонах.

Было установлено два типа контактов гранитов с вмещающими породами. Первый тип – простая закалка. Он характеризуется уменьшением зернистости гранитов к контактам и отсутствием значительных изменений в экзоконтактах. Второй тип отличается отсутствием закалочных явлений. В нем наблюдается увеличение зернистости породы к контактам, появление гнезд пегматитов и темноцветных минералов в эндоконтактах и значительная переработка пород экзоконтакта.

Наиболее отчетливо подобное различие наблюдается в контактовых зонах Ольгинского гранитного интрузива (см. рис. 22). Как было показано во 2 главе, Ольгинский массив сложен габбро-диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами – крупнозернистыми, аплитовидными и миароловыми. Каждая разновидность является самостоятельной фазой, прорывающей предыдущие с образованием на контактах зон закалки или зон перекристаллизации, обогащенных меланократовыми минералами и гнездами пегматитов и аплитов.

Крупнозернистые граниты, слагающие большую часть массива, прорывают диориты, гранодиориты, блоки пермских эффузивно-осадочных пород и вмещающие массив меловые эффузивы. Непосредственного контакта гранитов с эффузивами не наблюдается, однако уменьшение зернистости и увеличение порфировидности гранитов при приближении к контактам с ними позволяет однозначно решать вопрос о их взаимоотношениях. В большинстве случаев при приближении к контакту крупнозернистые граниты становятся резко порфировидными, а иногда приобретают вид гранит-порфиров, аплитов или гранофиров (точки 617-619). Упорядоченность калинатровых полевых шпатов гранитов этих контактовых зон по сравнению с КПШ гранитов, удаленных от контактов, уменьшается от 0.5-0.6 (обр. В-758, В-622; табл. 43) до 0.18 (обр. В-606-2, В-769; табл. 43). Подобные контакты наблюдаются между гранитами и диоритами (рис. 22, 23) и гранитами и вмещающими эффузивами. Это типичные зоны закалки («сухие» контакты).

На контактах другого типа признаков закалки нет («мокрые» контакты). В гранитах появляются аплито-пегматитовые зоны с гнездами и полосами темноцветных водосодержащих минералов. Такие контакты характерны для гранитов с гранодиоритами (точки 599, 783; рис. 88, 89) и с блоками эффузивноосадочных пород (точка 753; рис. 90, точка 626; рис. 91). Упорядоченность калинатровых полевых шпатов таких приконтактовых зон увеличивается от 0.5-0.6 до 0.74-0.98. Соответственно в КПШ изменяется и содержание альбитовой составляющей от 43 до 34 об. % (обр. В-599м, В-599н; табл. 43).



Рис. 88. Контакт гранитов и гранодиоритов («мокрый»). Ольгинский массив, вблизи мыса Маневского, (т. 599).

 гранодиорит, 2 – гранит, 3 – жилка аплита, 4 – гнезда кварц-полевошпатовых пегматитов, 5 – гнезда темноцветных минералов, 6 – места отбора образцов.

Вмещающие породы (гранодиориты и эффузивно – осадочные породы) около таких контактов гранитов сильно изменены. В гранодиоритах наблюдаются зоны обогащения темноцветными минералами в виде гнезд (точка 599; рис. 88) или веерообразно отходящих от контакта полос (точка 783; рис. 89).

На участке более крутых контактов полосчатость выражена слабее, более пологих – мощность и количество меланократовых полос увеличивается. Азимут падения пологой части полосчатого контакта 310° ∠ 25°, а полос – ∠ 35° и более по мере удаления от контакта. Азимут падения крутой части контакта 330° ∠ 55°, полос – до 70°. Мощность приконтактовой зоны 1.5-3 м. В гранодиоритах между меланкратовыми полосами иногда отмечаются округлые включения мелкозернистых пород гранодиоритового состава. Размер их обычно от 5-10 до 20 см в диаметре, но изредка встречаются и более крупные (до 1.5 м, обр. В-783) – рисунки 75 и 89.

Меланократовые полосы нигде не пересекают включения. Полосы по составу представляют собой гранодиорит, обогащенный в основном биотитом, в меньшей степени роговой обманкой. Основность плагиоклаза в них несколько выше (до 46-48% An в ядрах), чем в гранодиоритах между полосами, а угол оптических осей КПШ уменьшается до $38-40^{\circ}$ (обр. $B-783B_3 - B-783B_2$) по сравнению с гранодиоритом в 4-6 м от контакта (обр. $B-783u - 2V_{NP} = 52-54^{\circ}$). Угол оптических осей калинатрового полевого шпата гранита у самого контакта, напротив, повышается и колеблется от 61-68 до 74° (обр. $783r_2 - 783r_3$) по сравнению с гранитами за пределами контактовых зон (табл. 43, рис. 89).

Эффузивно-осадочные породы на контактах с гранитами превращены в кварц-биотитовые роговики (точка 753; рис. 90). На контакте гранитов с известняками образуются зоны гранат-везувиан-геденбергитовых скарнов с вкрапленностью магнетита, халькопирита и сфалерита (точка 626; рис. 91).

Установлено, что содержание кварцав графических сростках изконтактов разных типов различно: в контактовых зонах первого типа оно более 41%, в контактах второго типа колеблется от 35 до 39% (табл. 43).



Рис. 89. Полосчатый контакт гранитов и гранодиоритов («мокрый»).

Ольгинский интрузив. Биотит-роговообманковая полосчатость развита на контакте гранодиоритов (верхняя часть обнажения) и прорывающих их гранитов (ниже меланократовых полос). Фотография береговых скал в южной части мыса Маневского и схематическая зарисовка (т. 783): 1 – гранодиориты; 2 – граниты; 3 – биотит-роговообманковые полосы; 4 – включения; 5 – места отбора образцов.

Таблица 43. Составы полевых шпатов и кварц-полевошпатовых графических сростков в гранитах из различных типов контактов Ольгинского массива

	Состав КПШ Пл КПШ		кпш		Состав	P	
Образец	положение образца	% An	An % Ab $2V_{Np}$ δ_p $result for the second s$		- _{н20,} кбар		
	Центра.	льные час	сти мас	сива			
B-758	Граниты	25-	46	62	0,54	_	
B-622	То же	26-	38	68, 70	0,66	—	
	Контакты с	зоной зан	калки («сухие	»»)		
B-617 ε ₅	Контакт с диоритами	25	-	50	_	41.5 (10)	0.5
B-606-2	То же	26, 20	40	40,60	0.19	_	-
B-769	Контакт с эффузивами	25	48	54,60	0.18	_	_
B-805	То же	_	40	56	0.18	—	_
	Контакты бе	ез зон зака	лки («	мокры	e»)		
B-759	Контакт с роговиками	30, 25	25	65, 70	0.54	34.9 (10)	2.0
В-599 н	Контакт с гранодиоритами	20, 16	40	70	0.74	39.8 (10)	0.8
В-599 м	То же	25	34	68, 70	0.83	—	_
B-776 e	Миароловый гранит у контакта с к/з гранитами	25,18	48	59, 48	0.18	38.9 (10)	1.2
	Полосчатый конта	акт грани	тов с гј	раноди	орита	МИ	
B-783	Гранит в 1.2 км от контакта	39, 25	-	62	0.74	41.0 (10)	0.6
В-783 б	Гранит в 2-3 см от контакта	32-19	-	52	0.61	39.7 (10)	1.0
В-783 г,	То же	35-31	-	54	0.59	39.4 (9)	1.0
B-783 e2	На контакте	43-16	-	52	0.54	46.4 (1)	0.2
В - 783 г ₃	Меланократовая полоса в гранодиорите в 2 см от контакта	40-31	_	62	0.78	37.0 (6)	1.4
B-758	Гранит в центральной части массива	40-20	46	62	0.54	-	-
B-622	То же	35	38	68	0.66	-	-

Примечание: Цифры в скобках – число замеров.

Диаграмма «Рн₂о – количество кварца в графических сростках» показывает, что на контактах первого типа давление воды не превышало 0.5 кбар. (рис 92- обр. В-617г), а в контактах второго типа оно возрастало до 2 кбар (рис. 92; обр. В-753н). Увеличение давления воды в подобных контактах происходило постепенно. Это прослеживается в полосчатом контакте гранитов с гранодиоритами (рис. 92, табл. 43): в 3-4 м от контакта (обр. В-783) пегматитовые сростки содержат около 41% кварца, что соответствует





Рис. 90. Контакт гранитов с роговиками («мокрый»). Ольгинский массив вблизи мыса Мраморного (т. 753).

1 – ороговикованные эффузивно-осадочные породы, 2 – граниты, 3 – кварцполевошпатовый пегматит, 4 – зоны обогащения темноцветными минералами, 5 – пегматитовая зона с биотитом, 6 – аплитовидный гранит, 7 – места отбора образцов.

давлению воды около 200 бар; в 1-2 см от контакта количество кварца в графических сростках составляет 39% и Рн₂0 увеличивается до 500 бар (обр. В-783б, В-783г₁).

Пегматитовые сростки с самым низким содержанием кварца (37%) наблюдаются в меланократовой полосе в гранодиоритах вблизи контакта,



здесь Рн₂о более 1000 бар (обр. В-783г₃). Однако на самом контакте гранитов и гранодиоритов, несмотря на фильтрацию флюидов, видимо, сохраняется узкая зонка

Рис. 91. Скарны на контакте гранитов с эффузивно-осадочными породами вблизи мыса Мраморного (т. 626).

 1 – роговики, 2 – скарны, 3 – гнезда магнетита, 4 – ороговикованная основная дайка, 5 – дайка диоритовых порфиритов,
 6 – крупнозернистые граниты, 7 – мелкозернистые граниты, 8 – дайка поздних аплитов, 9 – известняки.



Рис. 92. Зависимость содержания кварца в графических Q-Fsp сростках от давления воды по [Ферштатер, Бородина, 1975].

Q-Fsp сростки из пород: 1, 2 – приконтактовых фаций гранитов (1 – «сухие» и 2 – «мокрые» контакты Ольгинского массива); 3, 4 – аплито-пегматитовых тел (3 – первого и 4 – второго типа); 5 – миароловых гранитов; 6 – гранофировых гранитов Опричненского массива у контакта с диоритами; 7 – включений гранофировой структуры Опричненского массива; 8 – меланократовой полосы в гранодиоритах из полосчатого контакта Ольгинского массива; 9 – гранофировая и 10 – аплитовая зона в расслоенных гранитах Бринеровского массива.

закалки, о чем свидетельствует высокое содержание кварца (46%) в пегматитовом сростке (обр. В-783в,) и Рн,о меньше 200 бар.

На контакте гранитов с эффузивно-осадочными породами (точка 753) содержание кварца в пегматитовых сростках понижается до 35% (обр. В-753н) и, следовательно, давление воды возрастает до 2 кбар.

Упорядоченность и состав КПШ гранитов контактовых зон отчетливо коррелируют с составом кварц-КПШ сростков: КПШ в графических сростках с наиболее высоким содержанием кварца являются наиболее натровыми и наименее упорядоченными.

Таким образом, проведенный анализ позволяет полагать, что оба типа контактов, наблюдающихся в малоглубинных гранитах Прибрежной зоны, обусловлены различиями флюидного режима при их образовании. Первый тип контактов («сухой») формируется при быстрой потере летучих компонентов, что приводит к образованию малоупорядоченных КПШ и высококварцевых графических сростков. Давление воды при их формировании не превышало 0.5 кбар.

Второй тип контактов («мокрый») возникает при кристаллизации с участием летучих компонентов, которые обусловливают значительную автометасоматическую переработку пород эндоконтакта, перекристаллизацию и скарнирование пород экзоконтакта. Присутствие флюидов в таких контактах вызывает образование высокоупорядоченных КПШ, малокварцевых пегматитовых сростков и большого количества водосодержащих минералов – биотита и роговой обманки, распределяющихся в виде гнезд и полос в зоне эндо- и экзоконтакта. Давление флюидов в таких контактах возрастает до 1-2 кбар, приближаясь видимо к величине литостатического давления.

6.4. Проявление двойного диффузионного эффекта («d-d» эффекта) и образование зоны ритмично-расслоенных гранитов в Бринеровском массиве

Кроме двух описанных выше типов контактов в гранитах Бринеровского массива встречена еще одна разновидность эндоконтактовой зоны – с образованием ритмично-расслоенных гранитов.

Кристаллизация расплавов и растворов сложного состава неизбежно сопровождается возникновением различных конвективных процессов. В большинстве случаев конвекция является гомогенизирующим, осредняющим фактором, но при определенном режиме скоростей остывания и кристаллизации она способна привести к контрастному разделению компонентов. Чаще это происходит в прикровлевых или придонных участках интрузивных тел. Конвекция всегда сопровождается диффузией и известна в гидродинамике под названием «двойной диффузионной конвекции» или «d-d» эффекта. На возможность двойной диффузионной конвекции в магматической камере, вызванной градиентами концентраций компонентов, указывали С. Чен и Дж. Тернер [Chen, Turner, 1980; Симакин и др. 1985]. Наиболее «быстрыми» компонентами, т.е. обладающими наибольшими коэффициентами диффузии являются Na₂O, K₂O и H₂O. Подвижность петрогенных компонентов на полтора-два порядка ниже. Учитывая существенно различную подвижность летучих и петрогенных компонентов, представляется вполне реальной возможность концентрационного гидродинамического расслоения магматических расплавов. Размер диффузионной зоны при скорости диффузии D = 10⁻⁵ и скорости кристаллизации V = 10-7-10-8 см/с составят для основных расплавов несколько метров при DH₀ /FeO = 30-50 по оценкам [Симакин и др., 1985].

Примеров подобного расслоения для кислых расплавов не было известно и считается, что они не реальны вообще из-за высокой вязкости гранитных расплавов [Симакин и др., 1985]. Однако автору удалось наблюдать в апикальной части турмалин-содержащих гранитов Бринеровского массива расслоение, которое возможно является проявлением подобного механизма.

В 20-30 м от северного контакта Бринеровского интрузива с вмещающими туфолавами риолитов, в двух скалистых мысах, на протяжении 150-200 м обнажаются полого залегающие зоны ритмично-расслоенных гранитов. Простирание полос грубо параллельно поверхности контакта кровли гранитного лакколита (рис. 12, 16, 93). Наблюдается до 10-14 ритмов, мощностью 1.5 м каждый. Ритм состоит из более серой полосы, мощностью 10-15 см, сменяющейся светло-серой полосой, мощностью 100-140 см. Детальное изу-



A

Б





чение пород этой зоны показало, что цвет полос обусловлен различием в структуре породы: в более серых преобладает гранофировая структура основной массы порфировидных гранитов, а в светло-серых – аплитовая структура. Прожилки с турмалином пересекают полосчатую зону [Валуй и др., 1991].

Гранофировые полосы имеют более низкое содержание SiO₂ (70-72%), тогда как в аплитовых частях оно возрастает до 73-75% (табл. 44). Очень показательно различие в содержании общего железа и особенно FeO: в гранофировых зонах оно достигает 6-7% массы, тогда как в аплитовых не превышает 2-3% массы.

Окислы	14756	1477a	1476и	14763	1476ж	1476e	1476к	1476л	1476м	1602	1606ж
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	71.70	71.30	73.45	70.30	72.75	73.25	71.90	71.70	73.70	74.06	72.17
TiO ₂	0.30	0.27	0.34	0.33	0.31	0.33	0.31	0.33	0.34	0.31	0.38
Al ₂ O ₃	13.52	13.26	13.12	11.11	12.60	11.93	11.93	10.61	12.43	12.90	14.50
Fe ₂ O ₃	1.49	1.64	1.80	1.40	1.22	1.35	1.55	4.04	0.87	1.55	1.99
FeO	1.08	1.21	1.07	7.14	1.60	0.90	5.00	3.21	1.95	0.77	0.78
MnO	0.12	0.12	0.05	0.11	0.05	0.04	0.08	0.08	0.06	0.01	0.04
MgO	0.47	1.21	0.24	0.38	0.36	0.85	0.31	0.12	0.36	0.45	0.58
CaO	1.43	1.70	1.01	0.84	0.78	1.64	0.73	1.68	0.84	1.09	1.22
Na ₂ O	3.13	2.70	3.15	2.90	2.78	2.76	2.72	2.77	2.82	3.18	3.57
K ₂ O	4.98	4.99	4.76	4.66	4.94	4.90	4.86	4.71	5.12	3.58	3.62
P_2O_5	н.о.	н.о.	0.04	0.12	0.06	0.08	0.08	0.08	0.05	0.04	0.10
H ₂ O ⁻	н.о.	н.о.	0.25	0.26	0.59	0.27	0.22	0.23	0.27	н.о.	н.о.
п.п.п.	1.33	1.13	0.63	0.0	4.65	1.45	0.0	0.0	0.75	1.90	0.41
Сумма	99.55	99.53	99.91	99.55	99.69	99.75	99.70	99.55	99.56	99.84	99.56

Таблица 44. Химический состав (мас.%) расслоенных гранитов Бринеровского интрузива

Примечание: 1, 2, 10, 11 – граниты; 3-9 – расслоенные граниты (3, 5, 6, 9 – аплиты; 4, 7, 8 – гранофиры).

Аналитики: Грицай Р.Н., Бабаева Ю.С., Авдевнина Л.А.

Упорядоченность полевых шпатов, в целом, в ритмично-расслоенной зоне ниже, чем во вмещающих нерасслоенных гранитах. Порфировидные выделения плагиоклаза в аплитовой зоне имеют состав An_{30} и UY = 50, в основной массе – An_{21-20} и $UY = 0.2V_{Np}$ калинатровых полевых шпатов в гранофировых полосах меньше (50-56°), чем в аплитовых – 60-62°. Содержание альбитовой составляющей в твердом растворе КПШ выше (12-18 мол. %) в гранофирах, чем в аплитах, где составляет 8-12 мол. % (табл. 45).

Железистость биотитов в гранофировых полосах ниже ($f_{obm} = 0.18-0.21$), чем в аплитовых (0.23-0.24), а магнезиальность наоборот, в гранофировых

Окислы	B- 2	1476	B-14	76-a	E	B-1476-	Г ₁	B-14	76-г,	B-1 4	177 - a
Окислы	Fsp	Pl	Fsp	Pl	Fsp	Fsp	Pl	Fsp	Pl	Fsp	Pl
SiO ₂	64.83	64.64	64.84	66.34	64.85	65.99	66.49	64.75	66.59	64.29	65.12
TiO,	0.03	0.03	0.02	0.03	0.01	0.05	0.01	0.05	0.02	0.03	0.05
Al ₂ O ₃	18.65	20.91	18.72	20.99	18.53	18.26	21.03	18.87	21.07	18.07	21.59
FeO	0.13	0.07	0.03	0.03	0.07	0.14	0.41	0.04	0.25	0.23	0.28
CaO	0.00	3.25	0.00	1.98	0.03	0.02	1.05	0.04	0.50	0.04	1.98
Na,O	0.93	9.72	2.20	10.47	1.31	1.47	11.50	1.16	11.89	0.95	10.46
К,О	16.67	0.29	14.60	0.11	14.58	16.12	0.27	15.76	0.19	16.83	0.46
Сумма	101.24	98.91	100.41	99.95	99.38	102.05	100.76	100.67	100.51	100.44	99.94
Si	2.975	2.882	2.976	2.913	2.996	2.995	2.906	2.973	2.912	2.981	2.875
Al	1.008	1.099	1.013	1.086	1.009	0.977	1.083	1.021	1.086	0.987	1.125
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001
Fe	0.005	0.003	0.001	0.001	0.003	0.005	0.015	0.001	0.009	0.009	0.009
Ca	0.000	0.155	0.000	0.093	0.002	0.001	0.049	0.002	0.023	0.002	0.093
Na	0.083	0.840	0.196	0.891	0.118	0.129	0.974	0.103	1.008	0.085	0.895
К	0.976	0.016	0.855	0.006	0.859	0.933	0.015	0.925	0.011	0.995	0.026
Z (4)	3.988	3.984	3.991	4.001	4.008	3.974	4.006	3.997	4.008	3.979	4.010
X (1)	1.059	1.011	1.051	0.990	0.979	1.063	0.038	1.030	1.042	1.082	0.914
Or (мол. %)	92	1.6	81.4	0.6	88	88	1.4	89.8	1.0	92.0	2.5
Ab	8	83.1	18.6	90.0	12	12	93.9	10.0	96.8	7.8	88.3
An	0	15.3	0	9.4	0.2	0.1	4.7	0.2	2.2	0.2	9.2

Таблица 45. Химический и компонентный состав полевых шпатов из гранитов Бринеровского массива

Примечание: Аналитик: Кирюхина Н.А.

выше, чем в аплитовых (MgO = 20-21% массы и 18-21% соответственно; обр. В-1476а, г, к, у; табл. 8).

Фтористость и хлористость апатитов несколько ниже в полосчатой зоне, вообще, по сравнению с вмещающими гранитами, а внутри зоны различий почти не отмечается (табл. 46).

Количество кварца в графических сростках в гранофировых полосах, колеблется от 44 до 49 об. %, составляя в среднем 45-47, в аплитовых уменьшается до 39-41 об. % (табл. 42). При постоянной щелочности в гранитном расплаве и невысоком содержании фтора [Manning, 1981] количество кварца в эвтектике будет зависеть от PH₂o [Bowen, Tuttle, 1950], и с помощью диаграммы [Ферштатер, Бородина, 1975] было установлено, что гранофировые полосы формировались при PH₂o ~ 0.1-0.2, а аплитовые – при 0.3-0.5 кбар (табл. 20).

В одном из ритмов вкрест зоны (обр. В-1476-д) было определено содержание кварца в гранофировых сростках через 5-6 см (19 образцов на 1.5 м ритма – обр. В-1476д; табл. 42). Оно показывает, что Рн₂о постепенно

05	B-1 4	77-a	B-1	476	B-1 4	76-a	B-14	76-г ₁	B-14	76-г,
Ооразец	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	0.09	0.06	0.05	0.23	0.20	0.84	1.64	1.56	1.64	0.90
TiO ₂	0.04	0.09	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.11	0.02
A1 ₂ O ₃	0.05	0.10	0.07	0.04	0.05	0.05	0.06	0.03	0.08	0.08
FeO _{общ}	0.61	1.19	0.32	0.10	0.64	1.03	1.72	0.49	0.98	0.79
MnO	0.09	0.12	0.08	0.00	0.16	0.17	0.00	0.03	0.03	0.03
CaO	53.83	54.03	54.04	54.02	52.26	53.34	49.81	52.53	52.06	52.97
Na ₂ O	0.10	0.16	0.13	0.11	0.16	0.14	0.14	0.18	0.20	0.19
K ₂ O	0.04	0.06	0.02	0.04	0.00	0.08	0.08	0.07	0.07	0.04
P_2O_5	41.16	41.24	40.98	41.41	41.90	41.82	39.13	38.95	39.07	39.12
F	3.76	4.95	5.34	4.79	3.74	3.34	3.95	3.13	3.59	3.62
Cl	0.25	0.24	0.12	0.01	0.09	0.12	0.46	0.07	0.08	0.05
Сумма	100.02	102.28	101.17	100.76	99.26	100.94	97.17	97.03	98.86	97.80
Si	0.015	0.010	0.008	0.039	0.034	0.138	0.288	0.275	0.285	0.158
Fe ²⁺	0.087	0.167	0.045	0.014	0.091	0.141	0.253	0.072	0.285	0.116
Mn	0.013	0.017	0.011	0.000	0.023	0.024	0.025	0.004	0.004	0.004
Ca	9.886	9.744	9.800	9.795	9.594	9.756	9.393	9.930	9.717	9.979
Na	0.033	0.052	0.043	0.036	0.053	0.043	0.046	0.061	0.067	0.065
К	0.009	0.013	0.004	0.009	0.000	0.016	0.018	0.016	0.016	0.009
Р	5.962	5.866	5.862	5.922	6.067	5.954	5.820	5.807	5.752	5.813
F	2.035	2.631	2.854	2.559	2.024	1.735	2.195	1.744	1.975	2.010
Cl	0.072	0.068	0.034	0.003	0.026	0.033	0.137	0.021	0.023	0.015

Таблица 46. Состав апатитов из расслоенных гранитов Бринеровского массива

Примечание: (1-3) – нерасслоенный гранит; ритмично-расслоенные гранофировые граниты: (4, 5, 9, 10) – полоса аплитовой структуры; (6-8) – полоса гранофировой структуры. Аналитик: Сапин В.И.

возрастает к центру аплитовой полосы от 0.2-0.3 до 0.5 кбар, сохраняя самые низкие значения в гранофировых слоях (0.1-0.2 кбар), рис. 92.

Конечно, в абсолютных цифрах можно сомневаться, но, по мнению автора, тенденция процесса диффузии воды в расплаве к центру аплитовых слоев отчетливо проявлена.

Здесь необходимо отметить, что при формировании графических сростков содержание фтора в расплаве было явно недостаточно, чтобы влиять на состав эвтектики [Manning, 1981]. Оно стало проявляться только на позднемагматическом этапе к моменту образования биотита, что привело к появлению фтор-флогопита вместо железистого биотита [Валуй и др., 1991].

По составу биотита были оценены фугитивность водорода (fH₂) и отношение фугитивности воды и кислорода fH₂o/0.5fo₂ в парагенезисе Bt+Kfs+Mt [Валуй и др., 1991] (табл. 47). Согласно реакциям:

(1)
$$\mathrm{KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2} = \mathrm{KA1Si_3O_8} + \mathrm{Fe_3O_4} + \mathrm{H_2}$$

Ann Kfs Mt
(2) $\mathrm{KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2} + 1/2 \mathrm{O_2} = \mathrm{KAlSi_3}\mathrm{O_8} + \mathrm{Fe_3O_4} + \mathrm{H_2O}$
Ann Kfs Mt

повышение магнезиальности биотита (распад аннитовой составляющей) возможно при понижении μH_2O , μH_2 и повышении μO_2 . Расчеты показали, что фугитивность водорода для биотитов из гранитов Бринеровского массива и ритмично-расслоенных, в том числе, резко понижена сравнительно с биотитами гранитов других интрузивов Прибрежной зоны.

Таблица	47.	Некоторые	параметры	флюидной	фазы	ИЗ	ритмично-
расслоен	ных	гранитов Бр	инеровского	интрузива			

Образец	Геологическое положение	Q (об. %) в Q-Fsp сростках	Р _{н20} , кбар	Inf H ₂	Inf H ₂ O/0.5O ₂	logf H ₂ O/ HF	f _{Bi}
1477 - a	Гранит над расслоенной зоной	45	0.2	-5.6-6.7	22.8-23.9	3.97-4.15	0.23- 0.24
1476-е	Аплитовая полоса	42	0.3	-5.8	23.78	3.70	0.24
1476 - г ₁	Гранофировая полоса	47	0.1	-6.0-6.5	23.05-23.62	3.65-3.79	0.18- 0.21
1476-г ₂	То же	45	0.2	—	_	_	—
1476-г.,	Аплитовая полоса	42	0.5	-5.7-5.8	23.78-23.85	3.81-3.87	0.24
1476-г,	То же	41	0.8	_	—	—	—
1476-г ₁₂	— « —	40	1.0	_	-	-	-
1476-г ₁₅	— « —	42	0.5	-	—	_	_
1476-г ₁₆	— « —	42	0.5	_	_	_	_
1476-г ₁₇	— « —	45	0.2	_	_	-	-
1476-г ₁₈	— « —	42	0.5	—	—	_	-
1476 -г ₁₉	Гранофир	45	0.2	-6.0-6.5	23.05-23.58	3.78-3.84	0.18- 0.20
1476-м	Аплит	41	0.4	—	—	—	—
1476-л	Гранофир	47	0.1	_	_	_	_
1476-к	Аплит	43	0.3	—	-	_	_
1475-a	Гранит ниже расслоенной зоны	42	0.3	_	_	_	_

Как видно из расчетов, величина $lnfH_2$ для гранофировых полос составляет 6.0-6.6, а для аплитовых не превышает – 5.7-5.8. В нерасслоенных гранитах вблизи контакта с эффузивами (обр. 1477) эта величина показывает самые низкие значения и равна 6.1-6.7, что значительно ниже значений $lnfH_2$ для железистых биотитов из нерасслоенных гранитоидов других интрузивов Прибрежной зоны [Валуй и др., 1991].

Как следует из выявленных особенностей ритмично-расслоенных гранитов гранофировые слои обеднены флюидной фазой, обогащены (FeO+Fe₂O₃) и содержат более магнезиальный и фтористый биотит, аплитовые – несколько обогащены водой, хотя в целом вся зона характеризуется пониженным количеством флюидной фазы.

Таким образом, благодаря резкому термическому градиенту в условиях малых глубин в приконтактовых частях интрузивов могут возникать условия для протекания процесса подобного двойной диффузионной конвекции, которая приводит к формированию в расплаве субгоризонтальных ячеек с различным содержанием H₂O и (FeO + Fe₂O₃).

При кристаллизации этого расслоенного расплава образуется порода с различной структурой: из обедненного водой расплава – гранофировые слои, из несколько обогащенного водой – аплитовые горизонты. Гранофировые слои таким образом представляют из себя границу, через которую осуществляется диффузионный массообмен между ячейками, и которая, видимо, поэтому обогащена утяжеляющим компонентом, как наименее подвижным в фельзитовом расплаве.

Используя формулу скорости перемещения фронта компонента $X = 2\sqrt{Dt}$ [Сгапк, 1956] преобразованную в t = x²/4D, где t – время, D – коэффициент диффузии H₂O в гранитном расплаве, мы рассчитали вероятное время формирования гранофировой полосы: при вязкости расплава 10⁵ и DH₂O = 1.8•10⁻⁶ – оно будет равно 263 годам, а при вязкости 10⁶ и DH₂O = 5.6•10⁻⁷ – оно будет равно 846 годам, при этом X = 5 см (половина мощности гранофирового слоя).

РАССЛОЕНИЕ ОСТАТОЧНЫХ РАСПЛАВОВ, БОГАТЫХ ФЛЮИДАМИ

7.1. Образование дифференцированных аплито-пегматитовых тел

Расслоение остаточных расплавов, богатых летучими компонентами, вызывает образование дайкообразных ритмично-слоистых гранодиоритов и аплито-пегматитов с локализацией аплитов в лежачем боку, а пегматитов с гнездами темноцветных минералов – в висячем, при пологом залегании. В крутопадающих телах гнезда темноцветных минералов и пегматитов ориентированы перпендикулярно к контактам тел (рис. 94). Пологие и крутопадающие тела сопровождаются веером меланократовых полос во вмещающих гранитах (рис. 28, 94). Между меланократовыми полосами появляются гранодиоритовые включения диаметром несколько сантиметров, аналогичные выше описанным автолитам. Мощность аплито-пегматитовых тел колеблется от 0.5 до 1.5 м, протяженность ~ десятки метров. Наиболее широко они развиты в Ольгинском, Владимирском и Валентиновском массивах.







Рис. 94. Дифференцированное аплитопегматитовое тело с гнездами темноцветных минералов и шлейфом меланократовых полос во вмещающих гранитах. Ольгинский массив, вблизи мыса Мраморного.

Фотографии береговых скал. Слева – вертикальный разрез, справа – горизонтальная поверхность, внизу – зарисовка: 1 – гранит, 2 – аплит, 3 – скопления темноцветных минералов, 4 – меланократовые полосы, 5 – пегматитовые гнезда, 6 – включения.

Среди аплито-пегматитовых тел, кристаллизующихся из остаточного расплава, в зависимости от флюидного режима выделяются две группы. Одни («сухие») характеризуются преимущественно лейкократовым составом, мелкозернистой структурой породы, неупорядоченными кали-натровыми полевыми шпатами и обогащенными кварцем графическими сростками (43-47 % кварца). Другие («мокрые») – наличием гнезд темноцветных минералов, крупнозернистой структурой породы, упорядоченными полевыми шпатами и малокварцевыми графическими сростками (менее 40 %). Они вызывают появление меланократовой полосчатости во вмещающих гранитах. Давление воды в первых не более 0.5 кбар, во вторых поднимается до 2.2 кбар (рис. 92, табл. 48).

Таблица	48.	Характеристика	аплито-пегматитовых	тел	1	И	2	типов
Ольгинсі	кого	и дифференциров	анной дайки Опричнен	іског	0 M	iaco	сив	OB

Номер образца	Состав КПШ, (%Аb)	δ _p КПШ	Состав Q-Fsp сростков, (об.% кварца)	Р _{н20} , кбар
		Первый тип («	«сухие»)	
B-609	40	0.36	43-46	0.1-0.3
B-632	42	0.27	42	0.5
B-635 a	45	0.33	43	0.4
		Второй тип («м	юкрые»)	
B-624	35	0.98	34	2.2-2.3
B-624∂	35	0.86	38	1.0
B-5 09	33	0.50	36	2.0
B-759	25	0.54	_	_
	Д	ифференцирова	нная дайка	
В-302 <i>а</i> висячий контакт	_	_	39, 40	0.6
В-302 б лежачий контакт	32	_	43	0.3

В Опричненском массиве наблюдаются дифференцированные аплитопегматитовые тела, в которых верхняя и нижняя части отличаются по составу графических сростков, что свидетельствует о различном давлении воды в лежачем – 0.25 кбар (рис. 92, обр. 7) и висячем – 4 кбар (рис. 92, обр. 8) боках этих тел.

Таким образом, рассмотренные примеры позволяют оценить величину общего давления по максимальной величине водного давления в контактовых зонах и аплито-пегматитовых телах второго типа, а первоначальную водонасыщенность магматического расплава – по давлению воды в «сухих» контактах. Для нашего случая содержание воды в магме в начале кристаллизации не превышало 3% мас., а затем возрастало до 6-7% мас.

Из этой группы примеров расслоения более детально рассмотрим ритмично-расслоенное тело гранодиоритов во Владимирском интрузиве.

7.2. Ритмично-расслоенные гранодиориты Владимирского массива

В крупнозернистых гранитах Владимирского массива южнее мыса Баратынского наблюдается дайкообразное тело ритмично-полосчатых гранодиоритов. Оно протягивается более чем на 900 м вдоль берега моря при мощности от 0.5 до 5 м (рис. 17, 20, 95, точки 511-561). Азимут падения 290-295°∠ 15-10° (параллельно продольной системе трещин отдельности в массиве).

Полосчатость обусловлена неравномерным распределение в породе плагиоклазов и темноцветных минералов (биотит, роговая обманка, магнетит), образующих в теле полосы мощностью от 1 до 5 см. Полосы расположены в целом параллельно друг другу на расстоянии от 2 до 15 см, в центре зоны – несколько реже. В середине зоны количество темноцветных нарастает к центру полосы, тогда как в верхней части увеличение количества темноцветных происходит постепенно вверх, в нижней части – вниз. В верхней части тела среди меланократовых полос появляются прожилки пегматитов кварц-калишпатового состава с биотитом и роговой обманкой. Полосчатая зона венчается пегматитовой полосой мощностью 10-15 см. Мощность ее увеличивается над выступами волнистой поверхности верхнего контакта полосчатого тела. В верхней половине зоны наблюдается и вторая пегматитовая полоса приблизительно на расстоянии 2/3 высоты разреза, подобно расслоенным силам, описанным Л. Уэйджером и Г. Брауном [Уэйджер, Браун, 1970, с. 515].

Вмещающие граниты и полосчатые гранодиориты имеют один и тот же минералогический состав, но отличаются количеством слагающих их минералов (табл. 49). Содержание темноцветных минералов в гранитах над зоной около 3%, в гранодиоритах между полосами – 5-9%, в полосах – от 9 до 21%. В некоторых полосах (обр. В-511в₁₁) содержание темноцветных равно содержанию в гранитах и тогда полосы отделяются друг от друга более лейкократовыми гранитами (обр. В-511-в₁₂). Содержания плагиоклаза и кварца изменяются взаимосвязанно – увеличение одного сопровождается уменьшением другого (рис. 96).

Плагиоклаз в полосах образует зональные кристаллы и гломерозернистые сростки состава An₄₇₋₃₆₋₂₆ ассоциирующие с роговой обманкой и кварцем. Здесь же наблюдаются слабо зональные плагиоклазы An_{32,22,123}



Рис. 95. Ритмично-расслоенные гранодиориты. Владимирский массив, южнее мыса Баратынского. Фотография береговых скал.

Номер образца	а Порода PI Fs		Fsp	Q	Bi	Hb	Mt, Ap, Sph	Сумма темноцв.
B-507	Гранит	32.4	35.4	23.4	4.6	3.5	0.7	8.8
B-561	Гранит над телом	28.8	29.6	38.4	1.2	1.2	0.8	3.2
B-561-e ₁	Гранит между полосами	47.0	25.7	21.7	3.5	1.2	1.0	5.7
B-561- <i>г</i> ,	То же	40.5	23.7	28.9	4.1	0.9	1.9	6.9
В-561-г,	Меланократовая полоса	47.1	14.1	19.1	6.4	8.9	6.4	19.7
B-561-2	Гранит	8.9	65.0	27.4	4.3	1.4	1.4	7.1
B-561-e,	Меланократовая полоса	47.9	15.8	20.7	9.1	3.5	3.0	17.6
В-511-е,	Гранит	50.6	16.3	23.9	6.3	1.2	1.8	9.3
B-511-65	Меланократовая полоса	50.7	12.4	15.8	18.5	0.65	1.95	21.1
В-511-е	Меланократовая полоса	40.1	14.6	41.0	2.7	0.2	1.4	4.3
B-511-67	То же	59.3	13.1	19.7	3.5	2.3	2.0	7.8
B-511-6	Гранит	33.8	34.0	28.3	3.5	0.7	3.5	7.7
B-511-e ₁₀	Меланократовая полоса	45.5	25.0	47.0	3.7	1.9	0.7	6.3
B-511-e,,	То же	55.6	14.7	20.8	3.1	2.9	2.9	8.9
B-511-e ₁₂	Гранит	14.1	20.2	64.5	1.0	-	0.2	1.2
B-511- <i>a</i> ₁	Гранит	27.9	21.00	41.0	5.3	0.7	4.5	10.5
B-511-a ₂	То же	52.6	25.6	19.2	1.7	0.2	0.6	2.5
B-511	ډ,	55.2	21.5	22.2	0.3	-	0.7	1.0
B-510	**_**	38.0	21.6	31.0	6.7	2.2	0.5	9.4
В-511-б,	۰۰_۰۰	9.5	61.7	25.4	2.3	-	1.1	3.4
B-511-6 ₂	Аплит	14.5	23.1	59.0	2.7	_	0.7	3.4
В-511-б,	Гранит	29.1	23.6	40.4	4.2	1.1	1.6	6.9
В-511-б,	Меланократовая полоса	41.6	18.9	22.3	6.8	5.7	4.7	17.2
B-511-6,	То же	53.1	12.5	18.4	9.9	2.5	3.6	16.0
B-189-10	Гранодиорит	59.8	13.1	17.2	7.3	1.9	0.7	9.9
B-432	То же	45.7	18.0	21.3	8.2	4.5	2.3	15.0
В-490-б	Гранит крупнозернистый	28.3	33.0	36.0	1.8	_	0.9	2.7
B-715	То же	35.4	25.0	33.5	3.0	1.8	1.3	6.0
B-720	Аплитовидный гранит	29.2	29.4	36.4	2.1	1.2	1.7	5.0
В-709-б	То же	17.3	44.6	36.7	0.8		0.6	1.4
В-708-б	То же	19.8	36.6	38.3	4.0	_	1.4	5.4

Таблица 49. Количественно-минеральный состав (об. %) вмещающих гранитов и ритмично-полосчатого тела Владимирского массива

ассоциирующие с калинатровым полевым шпатом и биотитом и преобладающие в лейкократовых частях полосчатого тела. Основность ядер зональных кристаллов плагиоклазов в нижней части зоны повышается сверху вниз от одной меланократовой полосы к другой – 39-42-46% An (обр. B-511в₁ - 511в₅- 511в₁₀), а в верхней части зоны снизу вверх – 42-47-45% An (обр. B-561д₆ - 561г₂ - 561в₇) (табл. 50).





1 – граниты; 2 – меланократовые полосы; 3 – гнезда Q-Fsp пегматитов; 4 – аплито-пегматитовые жилы.

203

Ofnazau		кпш	Ц
Образец	плагиоклаз, 70 Ап	$2V_{_{ m Np}}$	Состав
B-561	37, 31-21, 31	46, 48, 59, 60, 61	$Or_{68}Ab_{30}An_2$
B-561 a ₁	_	65, 65	$Or_{68}Ab_{32}$
B-561a ₂	-	60, 62	Or ₆₆ Ab ₃₄
B-5616,	_	57, 64, 68, 70	_
B-5616,	37, 33-21, 34-31	55, 59	_
B-5616	35-31-24	46, 54, 57	_
B-561B	34, 33, 32	48, 51, 60, 64	$Or_{53}Ab_{47}$
B-561B ₂	36-34	52, 56, 59	Or ₆₇ Ab ₃₃
B-561B7	52-32, 28	52, 53, 50	-
В-561в,	34-23	55, 56, 57	_
B-561r,	_	54, 56, 65	_
B-561r ₂	47-29, 39-32	56, 59, 64, 70	_
B-561r ₃	31, 30	60, 64	_
В-561г	33-31, 35-29	51, 53, 62	$Or_{58}Ab_{33}An_{0}$
B-561r.	_	56, 57, 64	Or ₋₀ Ab ₋₀
B-561r	-	58, 62	
В-561д	35	58, 66	_
В-561д	_	60	$Or_{68}Ab_{32}$
В-561д	42-36, 31	56, 54	
В-511в	39-31, 37-33, 23	62, 64	—
B-511B ₂	_	58	$Or_{70}Ab_{30}$
В-511в ₄	38-31-21	—	-
B-511B ₅	42-27-31, 34-20	—	_
B-511B ₇	37-31-20, 29	52, 60, 64	_
B-511 ₈₈	34	60, 64	_
B-511 _{B10}	46-28, 31, 33	52, 66, 54	_
В-511в ₁₁	32-24	_	_
B-5 11Γ ₁	31	58, 59, 62	$Or_{70}Ab_{40}$
В-511г,	_	57, 64	_
B-5116	31	_	$Or_{74}Ab_{26}$
B-511a,	31, 32	57, 60, 62	-
B-511a	65, 32, 31	60, 62	_
B-5 11 ²	42, 36-30, 31	65	_
B-510	37-35-31	55, 64, 66	_

Таблица 50. Оптические свойства и состав полевых шпатов ритмичнополосчатых гранодиоритов Владимирского массива

Калинатровый полевой шпат присутствует в виде ксеноморфных кристаллов, $2V_{Np}$ которых колеблется от 44-64° ($\delta_0 = 0.0.5$; $\Delta_p = 0$) в лейкократовых частях зоны – до 68-70° ($\delta_0 = 0.55-0.65$) в пегматитовых прожилках. Состав ($Or_{70}Ab_{30}$) – ($Or_{53}Ab_{47}$); наиболее натриевый КПШ наблюдается в верхней части тела (обр. В-561-в). КПШ пегматитовых жил тела содержит 32-33% Ab (см. табл. 50).

Роговая обманка встречается в виде буро-зеленых шестоватых кристаллов с $cNg = 16-20^{\circ}$, окруженных голубовато-зеленой роговой обманкой с $cNg = 12^{\circ}$. Ng роговой обманки из меланкратовых полос колеблется в пределах 1.679-1.680, Np = 1.652-1.655; в лейкократовых частях Ng = 1.675, Np-1.652; в пегматитовых жилках Ng = 1.679, Np = 1.655. Изменение общей железистости роговой обманки в полосчатом теле показано на рис. 96.

Биопит ассоциирует со слабозональным плагиоклазом, КПШ, кварцем. Показатели преломления биотита в меланократовых частях ритмичного тела выше (Ng = Nm = 1.661-1.663), чем в лейкократовых частях (1.657) и во вмещающих гранитах (1.660-1.661). Изменение железистости биотита в различных частях полосчатой зоны и, вмещающих гранитах показано на рис. 96. Наибольшей железистостью отличается биотит из пегматитовых жил (обр. В-561д₃, 561а), наименьшей – биотит из гранитов над телом (обр. В-511, 510).

Химический и микроэлементный состав пород вкрест простирания расслоенного тела гранодиоритов показан в табл. 50, 51.

Механизм образования ритмично-расслоенного тела

Образование данного ритмично-расслоенного тела гранодиоритов, видимо, подобно образованию расслоенных силлов [Уэйджер, Браун, 1970], дифференциация в которых может быть обусловлена двумя процессами. Первый из них – осаждение ранее образовавшихся кристаллов, которые представляли собой преимущественно порфировидные выделения или примокристаллы, уже присутствовавшие к моменту становления тела. К ним, возможно, относятся наиболее основные плагиоклазы (An₄₇), обнаруженные в верхней части описываемой зоны. Второй процесс – кристаллизационная дифференциация, обусловленная ростом кристаллов у контактов тела, преимущественно снизу вверх.

Механизм образования описанного ритмично-слоистого тела гранодиоритов, вероятно, следующий. Остаточный расплав, богатый летучими, был внедрен (отжат) на место кристаллизации – ослабленная зона вдоль усадочных трещин отдельности в гранитном массиве. Скорость охлаждения тела должна быть относительно высокой, а кристаллизация должна происходить в условиях неполного равновесия из слегка переохлажденной магмы без конвективного перемешивания, поскольку возникновение конвективных ячеек с гораздо большими горизонтальными, чем вертикальными размерами, маловероятно [Уэйджер, Браун, 1970]. Понижение основности ядер зональных кристаллов плагиоклазов из меланократовых полос от контактов к центру ритмично-расслоенного тела свидетельствует о том, что кристаллизация расплава началась от внешних частей к внутренним с выделения плагиоклаза (An₅₂₋₄₆) и роговой обманки, на образование которых расходовались Ca, Na, Mg и некоторое количество Fe.

Так формировалась меланократовая полоса. Расплав обогащался Si, K, Fe и начиналась кристаллизация более кислого плагиоклаза (An₃₂₋₃₅)-Fsp-Bi и кварца и формировалась лейкократовая полоса. Вследствие выделения скрытой теплоты кристаллизации температура расплава несколько повышается, и кристаллизация приостанавливается, а затем начинается снова с выделения плагиоклаз (An₄₂)-роговообманковой ассоциации меланократовой полосы следующего ритма. Затем, кристаллизация очередной порции расплава, прилегающей к закристаллизованной части, приостанавливается из-за выделения скрытой теплоты кристаллизации и т.д. Каждый следующий ритм содержит все более кислые плагиоклазы и все менее основные лейкократовые полосы. В нашей зоне лейкократовые полосы в нижней, части зоны гораздо основнее (обр. B-511в₃) лейкократовых полос верхней части зоны (обр. B-561г₁, 511г₆; табл. 51).

Как отмечают Л. Уэйджер и Г. Браун [1970], самые поздние дифференциаты никогда не скапливаются в нижней половине силлов. Они располагаются обычно в интервале от 2/3 до 3/4 высоты разреза. В описываемом расслоенном теле пегматитовые жилы венчают зону и располагаются действительно только в верхней половине зоны – не ниже 1/3 от мощности всей зоны.

Кроме того, дополнительно проявляется процесс миграции летучих, преимущественно воды, в горизонты, расположенные непосредственно ниже кристаллизовавшейся в направлении вниз от кровли, части силла. Благодаря этому процессу, вероятно, происходило наблюдающееся в верхней половине зоны увеличение количества биотита и роговой обманки в меланократовых полосах снизу вверх.

В то же время наблюдается и миграция летучих из полосчатой зоны во вмещающие граниты. Это проявилось в образовании полос, обогащенных биотитом во вмещающих гранитах под расслоенной зоной (рис. 97).

Здесь же, в нескольких метрах от ритмично-расслоенного тела гранодиоритов, наблюдается небольшой штокообразный «язык» расслоенных пород (точка 560) и «лополит» с подводящим каналом. На их описании детально не останавливаемся, только приводим зарисовки (рис. 98, 99) и состав пород «языка» (табл. 52). Внешний вид этих тел не вызывает сомнений в том, что это тоже кристаллизация остаточного расплава, богатого летучими компонентами, перемещенного из глубинных, еще не закристаллизованных, частей интрузива.

Окислы	510	511 <i>6</i> ₂	511 <i>B</i> ₂	511 <i>B</i> ₃	511 <i>B</i> ₇	561 г ₁	561 г _з	561 г ₆	561
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	71.15	71.06	68.90	65.60	60.98	69.88	61.74	69.80	70.80
TiO ₂	0.96	0.65	0.21	0.41	1.12	0.42	0.82	0.32	0.43
A1 ₂ O ₃	13.28	13.82	15.79	17.63	16.32	14.68	15.00	14.98	14.01
Fe ₂ O ₃	2.26	2.19	0.87	0.70	1.87	0.76	1.33	0.67	0.66
FeO	1.70	2.48	2.35	2.99	5.92	2.05	6.54	1.80	2.30
MnO	0.08	0.06	0.11	0.28	0.58	0.06	0.15	0.04	0.06
MgO	0.94	0.52	0.24	1.18	1.93	0.49	1.50	0.31	0.30
CaO	2.15	2.00	3.28	3.43	3.43	3.29	4.03	3.29	3.21
Na2O	2.67	2.89	4.70	4.54	4.37	3.97	3.92	4.16	3.92
K ₂ O	3.23	3.15	2.66	3.37	2.91	3.71	3.46	3.84	3.38
P_2O_5	0.55	0.28	0.01	0.01	0.01	0.01	0.61	0.01	0.01
H ₂ O-	0.04	0.02	0.22	0.13	0.23	0.08	0.17	0.07	0.09
п.п.п.	0.51	0.39	0.26	0.33	0.65	0.79	0.72	0.37	0.70
Сумма	99.52	99.51	99.63	100.60	100.32	100.19	99.39	99.66	99.87
F , г/т	500	210	600	420	550	420	560	310	360
В	1.7	1.4	2	1.4	1.4	1.7	1.7	0.5	2.2
Sn	8	5	9	5	11	1	12	8	6
РЬ	20	12	21	6	8	1	7	11	13
Zn	44	14	3	2	3.2	3	2.5	15	30
Ni	9	16	11	9	13	5	5.6	11	8
Со	2.5	2	3	2	2.5	0.6	1	2	0.4
Cu	9	29	17	17	22	10	8	25	13
Cr	21	56	34.	30	35	18	22	36	30
V	18	17	27	19	29	8	14	23	5
Мо	10	60	30	_	60	20	60	30	30
Au	0.009	_	_	_	_	_	_	0.003	0.003

Таблица 51. Химический состав ритмично-расслоенных гранодиоритов Владимирского массива

Примечание: 1 – гранит в 1.5-2 м под ритмично-расслоенным телом; 2 – гранит вблизи контакта с телом; 3 – «язык» аплита мощностью 1-2 см под ритмично-расслоенным телом; 4 – гранодиорит между 1-й и 2-й (снизу) меланократовыми полосами; 5 – 2-я меланократовая полоса; 6 – гранодиорит между 2-ой и 3-ей (сверху) меланократовыми полосами; 7 – 3-я меланократовая полоса; 8 – гранодиорит под 3-ей полосой; 9 – гранит в 0.6 м над ритмично-расслоенным телом.



Рис. 97. Нижняя часть ритмично-полосчатого тела гранодиоритов с отходящими в граниты меланократовыми полосами. Владимирский массив.

Фотография береговых скал.



Рис. 98. «Язык» расслоенных гранитов под телом ритмично-расслоенных гранодиоритов. Владимирский массив.

- 1 вмещающие граниты;
- 2-мелкозернистый гранит (в штоке);
- 3 аплит розовый;
- 4 аплит серый;
- 5 пегматит;
- 6 зоны обогащения биотитом;
- 7 места отбора образцов, шлифов и проб.

Окислы	В-560 б	B-560 B ₃	B-560 <i>B</i> ₇	В-560 г	B-560 ∂_1
	1	2	3	4	5
SiO ₂	65.14	62.20	72.40	72.00	73.08
TiO ₂	0.35	1.63	0.32	0.50	0.17
A1 ₂ O ₃	19.08	14.24	13.98	14.31	13.98
Fe ₂ O ₃	0.22	1.41	0.75	0.51	2.06
FeO	2.09	7.78	1.88	3.03	0.09
MnO	0.03	0.06	0.18	0.04	0.14
MgO	0.60	1.82	0.21	0.72	0.32
CaO	3.65	2.93	2.39	2.23	1.79
Na ₂ O	5.83	3.40	3.66	3.44	3.56
K ₂ O	2.70	2.66	3.55	2.80	4.26
P_2O_5	0.11	—	—	0.14	—
H ₂ O ⁻	0.02	0.24	0.13	0.11	0.11
п.п.п.	0.22	0.86	0.21	0.22	0.10
Сумма	100.04	99.23	99.50	100.07	99.55
F, г/т	1300	1900	1300	1200	630
В	5.5	4.1	7.1	4.1	4.1
Sn	11	15	11	8	6
РЬ	24	54	8	17	29
Zn	43	48	3.2	15	8
Ni	34	57	23	40	27
Со	7	23	7	11	7
Cu	58	7	41	63	36
Cr	39	25	10	12	10
V	31	18	33	29	30
Мо	60	60	40	60	20
Au	_	_	0.002	_	_

Таблица 52. Химический состав пород ритмично-расслоенного «штока» Владимирского массива

Примечание: 1 – полоса серого аплита; 2 – биотитовая полоса; 3 – гранит под биотитовой полосой в 10-14 см; 4 – гранит под расслоенным телом; 5 – гранит над телом.

Аналитики: Никитина Н.М., Ланкова Т.В.



Рис. 99. Дифференцированное аплит-пегматитовое тело с гнездами темноцветных минералов («лополит» с подводящим каналом). Владимирский массив, южнее мыса Баратынского, (под телом ритмично-расслоенных гранодиоритов).

1 – крупнозернистый (вмещающий) гранит, 2 – мелкозернистый гранит, 3 – аплитовидный гранит, 4 – гнезда кварц-калишпатового пегматита. 5 – скопления темноцветных минералов.

Гранитоидные интрузивы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, описанные выше, являются типичными представителями формации субвулканических гранитов по Ю.А. Кузнецову [1964], вулкано-плутонической формации по Е.К. Устиеву [1963, 1969] или вулкано-интрузивные ассоциации по Г.Б. Ферштатеру [1987]. Они широко распространены в вулканических поясах Тихоокеанского кольца. И, если массивы Приморского побережья Японского моря характеризуют интрузивный магматизм вдоль простирания Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, то интрузивы Дальнегорского района позволяют проследить его изменение в поперечном направлении.

Было установлено, что гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса образуют три группы интрузивов, закристаллизованных на сходной небольшой (< 3 км) глубине, но различающихся по количеству фаз, структурному облику пород и рудоносности. В восточной части пояса (побережье Японского моря – 1 группа) интрузивы многофазны и слоравномерно зернистыми породами, содержащими жены магнетит. В них широко развиты процессы внутрикамерной дифференциации и с ними не известно крупных месторождений, хотя рудопроявления встречаются. Они образуют крупные геологические тела (десятки километров). В западной части пояса (Дальнегорская вулканоструктура – 2 группа и Краснореченское поднятие – 3 группа), интрузивы однофазны, сложены резко порфировидными ильменитсодержащими породами. В отличие от восточных они образуют тела меньших размеров (от сотни метров до первых километров) и с ними пространственно тесно связаны рудные месторождения.

Установлено, что причиной отличия гранитоидных интрузивов западной и восточной частей вулканического пояса является глубина выплавления магматических расплавов, возрастающая с востока на запад при одновременном уменьшении степени дифференцированности магм и увеличении первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Магмы интрузивов западной части могли быть генерированы на глубинах 25-30 км (8-10 кбар) и поэтому они богаче флюидной фазой ($H_2O + CO_2$) > 3.5%, чем восточные, содержащие (< 3.0% мас. флюидной фазы), которые выплавлялись на глубине 15-20 км (5-6 кбар).

Различное исходное флюидосодержание определило динамику кристаллизации и характер отделения флюидов. Кристаллизация первой группы интрузивов (восточной) происходила в условиях закрытой системы без разгерметизации магматической камеры – флюиды не могли покинуть расплав из-за их малого количества [Кадик и др., 1971; Кадик, 1975; Рейф, 1990; и др.], что способствовало образованию равномерно зернистых магнетитсодержащих пород и широкому развитию процессов внутрикамерной дифференциации, приводящих к возникновению многочисленных неоднородностей, таких как автолиты, шлировые пегматиты, аплитопегматиты, ритмично-полосчатые зоны.

Кристаллизация второй и третьей групп интрузивов (западных) происходила в условиях открытой системы с быстрым выделением флюидов (вскипание расплавов) благодаря разгерметизации магматических камер, что привело к образованию резко порфировидных ильменитсодержащих пород и способствовало образованию оловянных и полиметаллических месторождений Дальнегорского и Краснореченского районов.

Прослежена динамика перемещения расплавов из глубин в магматическую камеру и динамика кристаллизации в камере на основании изучения состава и структурного состояния сложных гломеросростков плагиоклазов гранитоидов.

Разработана методика фациального расчленения гранофировых гранодиоритов и гранитов (выглядящих, на первый взгляд, однородными) на основании определения количества кварца в Q-Fsp гранофировых сростках, зависящего, прежде всего (при постоянной щелочности и незначительном содержании F и Cl), от парциального давления воды (Робщ > Ph₂O).

Изучение модельного распределения РЗЭ показало, что диориты и монцодиориты исследованных интрузивов являются нижнекоровыми, а граниты и гранодиориты – верхнекоровыми производными расплавов І-типа. По тектоническому положению они подобны синсубдукционным гранитам вулканических дуг.

Установлено, что позднемеловые-палеогеновые гранитоиды восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса характеризуются более низкими и даже положительными єNd и низкими первичными отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr по сравнению с гранитоидами западной части пояса, изотопная характеристика которых свидетельствует о более древних модельных возрастах и большей степени контаминации первичных расплавов при их образовании.

Впервые полученные Sm-Nd, Rb-Sr и δ^{18} O изотопные характеристики мел-палеогеновых гранитоидов Восточного Сихотэ-Алиня свидетельствуют о том, что они образовались из расплавов, ведущих свое происхождение из пород с мантийными параметрами и непродолжительной коровой историей, не проходивших стадии рециклинга.

В гранитоидных интрузивах Восточного Сихотэ-Алиня широко проявлены процессы дифференциации исходных расплавов на различных уровнях и стадиях существования расплава. Фракционная дифференциация на уровне генерации приводит к образованию серий пород диорит-гранодиорит-гра-

нитного состава, связанных котектическими отношениями и подобием распределения редкоземельных элементов.

Степень дифференциации расплавов уменьшается с востока на запад от побережья вглубь континента параллельно с возрастанием мощности земной коры и углублением магматических очагов. В этом же направлении происходит увеличение первичных отношений стронция (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ от многофазных Прибрежных массивов магнетитсодержащих пород диорит-гранодиорит-гранитного состава через однофазные Дальнегорские (магнетит-ильменитовые) к однофазным слабо дифференцированным магматическим телам монцодиорит-гранодиоритового состава с ильменитом Краснореченского поднятия.

В интрузивах восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса впервые установлены (обнаружены и изучены) проявления следующих механизмов дифференциации расплавов на магматической стадии:

a) кристаллизационная дифференциация с отсадкой плагиоклаза в областях конвективных потоков, приведшая к образованию зоны ритмичнорасслоенных гранитов в Опричненском массиве;

б) флюидно-магматическое расслоение, вызванное процессом подобным динамической кавитации при дегазации маловодных магм в момент заполнения магматической камеры, которое привело к образованию мелкозернистых округлых включений (автолитов), столь характерных для гранитоидов вулканических ассоциаций;

в) диффузионно-магматическое расслоение с образованием субгоризонтальных ритмов гранофир-аплитовых пород, что было обусловлено возникновением механизма, подобного двойной диффузионной конвекции («d-d» эффект) в зонах резкого градиента температур (Бринеровский массив);

г) расслоение остаточных расплавов, богатых летучими, приведшее к образованию дайкообразного тела ритмично-расслоенных гранодиоритов (Владимирский массив) и дифференцированных даек аплито-пегматитов, обогащенных гнездами темноцветных минералов, наиболее широко проявленных в Ольгинском массиве. Они сопровождаются веером меланократовых полос во вмещающих гранитах.

Собран и изучен уникальный материал по автолитам (гранодиоритовым включениям), широко распространенным во всех породах гранитоидных интрузивов вулканического пояса, начиная от диоритов и кончая аплито-пегматитовыми дайками. Описано их геологическое положение, минералогия, петрология и геохимия. Благодаря хорошей обнаженности гранитоидов побережья удалось подметить такие особенности включений как (1) зависимость их состава от состава содержащих их пород и от положения внутри массива (расстояния до контактов); (2) своеобразие их структурного облика, характерного только для них и не наблюдающегося в породах такого же состава, но в другом геологическом положении; (3) отсутствие следов воздействия гранитов на породу включений, (4) возрастание размеров включений от диоритов к гранитам т.е. в зависимости от вязкости магматических расплавов, (5) подобие распределения РЗЭ и (6) возрастание первичных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr с одновременным уменьшением отношений ⁸⁷Rb/⁸⁷Sr. Все это приводит автора к выводу о закономерности появления включений в малоглубинных гранитах и об их возникновении на месте кристаллизации (in situ).

Предложена новая модель их образования. По мнению автора, автолиты являются результатом флюидно-магматической дифференциации «маловодных» магм, вызванной процессом подобным динамической кавитации, при заполнении магматической камеры. Возникновению автолитов способствует низкое исходное содержание флюидов, отсутствие разгерметизации магматической камеры и перемешивания расплава. Ранее в геологической науке процессы подобные кавитации для магматических расплавов не рассматривались.

Установлено, что ритмично-расслоенные граниты интрузивов Прибрежной зоны, образовались в результате различных процессов: (а) кристаллизационной дифференциации с отсадкой плагиоклазов в зонах конвективных потоков (Опричненский массив); (б) проявления процесса, подобного двойной диффузионной конвекции («d-d» эффект) в приконтактовой зоне турмалиновых гранитов (Бринеровский массив); (в) последовательного возникновения центров кристаллизации в зоне резкого градиента температуры в дайкообразном теле гранодиоритов (Владимирский массив).

Предложена методика фациального расчленения гранофировых гранодиоритов и гранитов (выглядящих, на первый взгляд, однородными) на основании определения количества кварца в гранофировых сростках, зависящего, прежде всего (при постоянной щелочности и незначительном содержании F и Cl), от парциального давления воды ($P_{ofm} > Ph_2o$).

Широкий спектр процессов расслоения гранитных расплавов, наблюдающихся в интрузивах восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, превращает эту зону в провинцию расслоенных гранитов – уникальный объект, благоприятный для изучения различных механизмов дифференциации кислых расплавов в малоглубинных условиях.

CONCLUSION

Granitoid intrusives of the East-Sikhote-Alinsky volcanic belt, described above, are the typical representatives of the formation of subvolcanic granites after Yu.A. Kuznetsov (1964), volcano-plutonic formation after E.K. Ustiev (1963, 1969), or volcano-intrusive associations after G.B. Fershtater (1987). They are widespread in the volcanic belts of the Pacific ring. While the massifs of the Japanese Sea coast of Primorye characterize the intrusive magmatism along the strike of the East-Sikhote-Alinsky volcanic belt, the intrusive of Dal'negorsk district allow us to trace its change in the transverse direction.

It was established that the granitoids of the East-Sikhote-Alinsky volcanoplutonic belt form three groups of intrusives that were crystallized at a similar shallow (≤ 3 km) depth, but they differ in the phase quantity, structural habit of rocks, and ore content. In the eastern part of the belt (Japanese Sea coast – group 1) the intrusives are many-phase and composed of the equigranular rocks. The processes of intra-chamber differentiation are widely developed in them, and large deposits are not related with them, although ore shows are found. They form large geological bodies (tens kilometers). In the belt western part (Dal'negorskaya volcanic structure – group 2 and Krasnorechensky Rise – group 3) the intrusives are one-phase and composed of strongly porphyry-like rocks. In contrast to the western ones they form the less-sized bodies (a hundred of meters to the first kilometers), and with them the ore deposits are closely related spatially.

The differences of the granitoid intrusives of the western and eastern parts of the volcanic belt were established to be caused by a depth of melting of magmatic melts, increasing from east to west at the simultaneous decrease of the magma differentiation extent and increase of the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr initial ratio. Magmas of the intrusives of the western part could be generated at depths of 25-30 km (8-10 kbar), and so they are richer in fluid phase (H₂O + CO₂) >3.5% than the eastern ones (containing < 3.0% mass fluid phase) that melted at a depth of 15-20 km (5-6 kbar).

Different initial fluid content defined the crystallization dynamics and the pattern of fluid separation. Crystallization of the intrusives of group 1 (eastern) occurred under conditions of the closed system without decompression of magmatic chamber – fluids could not escape from the melt because of their low amount (Kadik et al., 1971; Kadik, 1975; Reif, 1990; and others) that promoted the formation of the equigranular magnetite-bearing rocks and the development of the processes of the intra-chamber differentiation resulted in abundant heterogeneities, such as autoliths, schlieren pegmatites, aplite-pegmatites, and rhythmically-banded zones.

Crystallization of the intrusives of groups 2 and 3 (western) took place under conditions of the opened system with quick separation of fluids (boiling of melts) due to the decompression of magmatic chamber that resulted in the formation of strongly porphyry-like ilmenite-bearing rocks and favored the formation of tin and polymetal deposits of Dal'negorsk and Krasnorechensk districts.

We retraced the dynamics of the melt transfer from depth into magmatic chamber and the crystallization dynamics in the chamber based on the study of the structural state of plagioclases of the compound glomerogrowths of granitoids.

The methods of the facial disintegration of granophyric granodiorites and granites (at first sight looking like homogenous ones) were elaborated on the basis of the determination of quartz quantity in granophyric growths, depending, first of all (at constant alkalinity and insignificant content of F and Cl) on the water partial pressure ($P_{tota_l} > P_{H_2O}$).

Study of the modeled distribution of REE showed that diorites and monzodiorites of the intrusives are low-crustal and granites and granodiorites – upper crustal derivations of the I-type melts. With regard to the tectonic position they are similar to the synsubduction granites of volcanic arcs.

It was established that the Late Cretaceous-Paleogene granitoids of the eastern part of the East-Sikhote-Alinsky volcano-plutonic belt show the lower and even positive ɛNd and low ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr initial ratios as compared with granitoids of the belt western part, whose isotopic characteristics testifies to more ancient modeled ages and a greater degree of the original melt contamination through their formation.

In granitoid intrusives of the East Sikhote-Alin the processes of the original melt differentiation manifest themselves widely at different levels and stages of the melt existence. Fractional differentiation at the level of generation results in the formation of a series of rocks of diorite-granodiorite-granite composition connected by cotectic relations and similar distribution of rare-earth elements.

Firstly obtained Sm-Nd, Rb-Sr and d¹⁸O isotopic characteristics of the Cretaceous-Paleogene granitoids of the East Sikhote-Alin testify that they were formed from the melts derived from the rocks with the mantle parameters and short-term crust history that didn't run the recycling stage.

The melt differentiation degree decreases from east to west from the coast deep into the continent in parallel with increasing Earth's crust thickness and deepening of magmatic centers. The primary ratios of strontium (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) increase in the same direction from the Coastal many-phase massifs of magnetite-bearing rocks of diorite-granodiorite-granite composition through Dal'negorsk one-phase (magnetite-ilmenite) to one-phase weakly differentiated magmatic bodies of monzodiorite-granodiorite composition with ilmenite in Krasnorechensky Rise.

In the intrusives of the eastern part of the East-Sikhote-Alinsky volcanoplutonic belt there were first recognized (found and studied) the manifestations of the following mechanisms of the melt differentiation at the magmatic stage:

a) Crystallization differentiation with plagioclase precipitation in the fields of convective flows resulted in the zone of rhythmically layered granites in Oprichnensky massif;

b) fluid-magmatic lamination caused by the process like dynamic cavitation through low-water magma degassing at the moment of the magmatic chamber filling that formed the fine-grained rounded enclaves (autoliths) characteristic of the granitoids of volcanic associations;

c) diffusion-magmatic lamination with the formation of subhorizontal rhythms of granophyre-aplite rocks due to the initiation of the mechanism like a double diffusion convection ("d-d" effect) in the zones of the sharp temperature gradient (Brinerovsky massif);

d) layering of residual melts, rich in volatiles, resulted in the formation of a dike-like body of the rhythmically layered granitoids (Vladimirsky massif) and

the differentiated dikes of aplite-pegmatites enriched in the nests of dark-colored minerals mostly widespread in Ol'ginsky massif. They are accompanied by a fan of melanocratic bands in the enclosing granites.

We have collected and studied the unique material on autoliths (granodiorite enclaves) widespread in all rocks of the granitoid intrusives of the volcanic belt: from diorites to aplite-pegmatite dikes. Their geological position, mineralogy, petrology, and geochemistry are described. Good exposure of the coastal granitoids allowed us to notice such features of the enclaves as follows: (1) dependence of their composition on the composition of rocks enclosing them and on the position within the massif (distance to the contacts); (2) peculiarity of their structural habit characteristic only of them that is not observed in the rocks of the same composition, but in another geological position; (3) absence of signs of granite action on the rock of enclaves; (4) increase of the enclaves sizes from diorites to granites, i.e. depending on the magmatic melt viscosity; (5) similar distribution of REE; (6) increase of the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr initial ratios with simultaneous decrease of the ⁸⁷Rb/⁸⁷Sr ratios. All this allows the author to do the conclusion about the appropriateness of their appearance in the shallow-depth granites and about the enclaves formation in the place of crystallization (in situ).

A new model of their formation is proposed. In the author's opinion, the autoliths are the result of the fluid-magmatic differentiation of "low-water" magmas caused by the process like dynamic cavitation through the magmatic chamber filling. The autolith origination is promoted by the low initial content of fluids and absence of the magmatic chamber depressurization and melt intermixing. The processes similar to cavitation for magmatic melts were not considered before.

We have found and studied the rhythmically layered granites and deciphered their genetic nature explained as: (a) the result of the crystallization differentiation with plagioclase precipitation in the zones of convective flows (Oprichnensky massif); (b) manifestation of the process similar to the double diffusion convection ("d-d" effect) in the near-contact zone of tournaline granites (Brinerovsky massif); (c) successive origination of crystallization centers in the zone of a sharp temperature gradient in the dike-like body of granodiorites (Vladimirsky massif).

The procedure is proposed for the facial disintegration of the granophyric granodiorites and granites (at first sight looking like homogenous ones) on the basis of determination of the quartz quantity in granophyric growths, depending, first of all, (at constant alkalinity and insignificant F and Cl content) on the water partial pressure ($P_{total} > P_{H2O}$).

A wide spectrum of the processes of the granite melt layering, observed in the intrusives of the eastern part of the East-Sikhote-Alinsky volcano-plutonic belt, makes this zone a province of the layered granites – a unique object for study of different mechanisms of the acid melt differentiation under shallow-depth conditions.
Акуличев В.А. Кавитация в криогенных и кипящих жидкостях. М.: Наука, 1976. 279 с.

Амшинский Н.Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов (на примере Алтая). Новосибирск: Зап.-Сиб. изд., 1973. Тр. СНИИГГ и МС, 1973. Вып. 158. 200 с.

Афонина Г.Г., Макагон В.М., Шмакин Б.М. Барий- и рубидий-содержащие калиевые полевые шпаты. Новосибирск: Наука, 1978. 110 с.

Баскина В.А. Магматизм рудоконтролирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 260 с.

Баскина В.А., Фаворская М.А. Возраст изверженных пород Иманского блока (Восточный Сихотэ-Алинь), определенный К-Аг методом // ДАН СССР, 1969. Т. 184. № 4. С. 905-908.

Безверхний В.Л. Геологическое строение и дочетвертичная история развития шельфа материкового склона Японского моря у берегов юговосточного Приморья / Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1981. 24 с.

Белянкин Д.С. Дифференциация магмы // Избранные труды. Т. П. М.: Изд. АН СССР. 1958. С. 351-355.

Бернэм К.У. Значение летучих компонентов // Эволюция изверженных пород. Развитие идей за 50 лет. М.: Мир, 1983. С. 424-467.

Биндеман И.Н. Ретроградная везикуляция базальтовой магмы в малоглубинных очагах: модель происхождения меланократовых включений в кислых и средних породах // Петрология, 1995. Т. 3. № 6. С. 632-644.

Богатиков О.А. и др. Магматические горные породы. Т. 4. Кислые и средние породы. М.: Наука, 1987, 374 с.

Богатиков О.А. и др. Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987₂, 438 с.

Боуэн Н.Л. Эволюция изверженных пород. М.-Л.-Новосибирск, 1934. 324 с.

Браун Дж. М. Проблема разнообразия изверженных горных пород // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 13-23.

Валуй Г.А. Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов. М.: Наука, 1979. 146 с.

Валуй Г.А. Пример ритмичной расслоенности в малоглубинном гранитном интрузиве // Докл. АН СССР, 1983. Т. 271. № 2. С. 420-425.

Валуй Г.А. Пример ликвации в малоглубинных гранитоидах // Геология и металлогения рудных районов Дальнего Востока / ДВО АН СССР. Владивосток, 1985. С. 152-159.

Валуй Г.А. Уникальные примеры расслоения гранитоидных расплавов в интрузивах Прибрежной зоны Приморья // Докл. АН СССР, 1995. Т. 341. № 1. С. 83-88.

Валуй Г.А. Образование автолитов в гранитоидах как флюидномагматическое расслоение расплавов // Тихоокеан. геология, 1997. Т. 16. № 1. С. 11-20.

Валуй Г.А. Восточное побережье Приморья – провинция расслоенных гранитов // Природа, 2004. № 11. С. 31-38.

Валуй Г.А. Первые данные по Nd-Sr изотопии гранодиоритовых включений в гранитоидах Восточного Сихотэ-Алиня и их генетическое значение // Докл. РАН, 2011. Т. 440. № 2. С. 225-228.

Валуй Г.А. Петрология гранитоидов Восточного Сихотэ-Алиня (генерация и кристаллизация). LAP LAMBERT Palmarium Academic Publishing, 2012. 194 с.

Валуй Г.А., Авченко О.В., Кирюхина Н.И. Генезис магнезиальных биотитов в малоглубинных гранитоидах // Докл. АН СССР, 1991. Т. 319. № 2. С. 461-465.

Валуй Г.А., Гантимурова Т.П. К вопросу о ликвации в гранитоидных расплавах // Магма и магматические флюиды. Черноголовка, 1985. С. 28-31.

Валуй Г.А., Дубинчик Э.Я. Петрофизические исследования гранитоидов Прибрежной зоны Приморья // Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1973. С. 296-298.

Валуй Г.А., Москаленко Е.Ю., Стрижкова А.А., Саядян Г.Р. Новые данные по изотопии кислорода гранитоидов Приморья // Тихоокеан. геология, 2008. Т. 27. № 2. С. 62-71.

Валуй Г.А., Москаленко Е.Ю. Первые данные по изотопии Sm-Nd и Sr мел-палеогеновых гранитоидов Приморья и некоторые вопросы их генезиса // Докл. РАН, 2010. Т. 435. № 3. С. 365-368.

Валуй Г.А., Москаленко Е.Ю. Эволюция Nd-Sr отношений в процессе образования мел-палеогеновых гранитоидов Приморья // Тихоокеан. геология, 2014. Т. 33. № 1. С. 58-65.

Валуй Г.А., Стрижкова А.А. Петрология малоглубиных гранитоидов на примере Дальнегорского района, Приморье. Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 199.

Ванде-Кирков Ю.В. Новый вариант диаграммы для определения средних-основных плагиоклазов на Федоровском столике // Бюлл. вулканол. станций, 1974. № 50. С. 130-132.

Василенко ГЛ., Стрижкова А.А. Глубинность и латеральная зональность эндогенных формаций Краснореченского рудного узла // Глубинность распространения и элементы зональности эндогенной минерализации Дальнего Востока / ДВО АН СССР. Владивосток, 1987. С. 121-140.

Врублевская Т.Т., Цыганков А.А., Цыренов Б.Ц. Роль процессов контаминации в формировании Хангинтуйского гранитного массива, Западное Забайкалье // Литосфера, 2007. № 6. С. 71-92.

Вулканические пояса Востока Азии. Отв. ред. А.Д. Шеглов. М.: Наука, 1984. 504 с.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока Азии. Кн. 1. Отв. ред. А.И. Ханчук ДВО РАН. Владивосток, 2006. 572 с.

Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое строение. М.: Недра, 1969. 695 с.

Голубев В.С., Шарапов В.Н. Динамика эндогенного рудообразования. М.: Недра, 1974. 274 с.

Дир Г.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. М.: Мир, 1965. 405 с.

Дэли Р.О. Изверженные породы и глубины Земли. Л.-М.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. 591 с.

Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарновополиметаллических месторождений Западного Карамазара // Тр. ин-та геол. руд. м-ний., 1959. Вып. 14. 371 с.

Жариков В.А. Проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ Сер. 4. Геология, 1987. № 6. С. 3-14.

Жариков В.А. Некоторые аспекты гранитообразования // Вестн. МГУ Сер. 4. Геология, 1996. № 4. С. 3-12.

Жариков В.А., Эпельбаум М.Б., Боголепов М.В. Экспериментальное исследование возможности гранитизации под воздействием глубинного флюида // Докл. АН СССР, 1990. Т. 311. № 2. С. 462-465.

Жариков В.А., Эпельбаум М.Б., Боголепов М.В., Симакин А.Г. Процессы гранитообразования // Экспериментальные проблемы геологии. М.: Наука, 1994. С. 83-103.

Жариков В.А., Горбачев Н.С., Дохорти В. И. и др. Фракционирование редкоземельных элементов и иттрия во флюидно-магматических системах при высоких давлениях (по экспериментальным данным) // Геохимия, 1993. Т. 331. № 1. С. 91-94.

Забабахин Е.И. Заполнение пузырьков в вязкой жидкости // Прикладная математика и механика, 1960. Т. 24. № 6. С. 1129-1131.

Забабахин Е.И. Явления неограниченной кумуляции // Механика в СССР за 50 лет. Т. 2. Механика жидкости и газа. М.: Наука, 1970. С. 313-342.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралов В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 288 с.

ИвановИ.П., МаракушевА.А., РимкевичВ.С. Экспериментальное исследование области расслаивания в системе SiO₂-NaA1SiO₄-KA1SiO₄-K₂SiF₅ и распределение Nb и Та между несмешивающимися расплавами // Исследование структуры магматических расплавов. Свердловск, 1981. С. 21-32.

Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 384 с.

Кадик А.А. Вода и углекислота в магматических процессах // Физикохимические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975. С. 5-32.

Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 265 с.

Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов Б.В. Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов. М.: Наука, 1986. 158 с.

Кадик А.А., Френкель М.Я. Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм. М.: Наука, 1982. 120 с.

Каменцев И.Е., Блюмштейн Э.И. Рентгеновское определение состава и Si-Al упорядоченности плагиоклазов // Кристаллохимия и структура минералов. Л.: Наука, 1974. С. 94-101.

Кнэпп Р., Дж. Дейли, Ф. Хэммит. Кавитация. М.: Мир, 1974. 674 с.

Коренбаум С.А. Реверсивное повышение основности кислых расплавов в зонах накопления флюидов // Магма и магматические флюиды. Черноголовка, 1985. С. 100-103.

Коренбаум С.А. К вопросу о методике исследования петрохимических особенностей гранитоидов // Петрология и петрохимия магматических и метасоматических пород Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 3-6.

Коренбаум С.А., Валуй Г.А. О геологическом положении и химическом составе шлировых выделений в гранитоидах Прибрежной зоны Приморья // Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Изд. СО АН СССР. Владивосток, 1970. С. 123-126.

Коренбаум С.А., Валуй Г.А. Некоторые особенности петрографии и кристаллизации гранитоидов Мутухинского интрузива (Приморье) // Магматические породы Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1973. С. 193-222.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. АН СССР, 1953. С. 335-456.

Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

Кузнецов А.Д., Эпельбаум М.Б. Эвтектические соотношения в открытых системах с вполне подвижными компонентами. М.: Наука, 1985. 110 с.

Кулинич Р.Г. Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным / Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1969. 24 с.

Лебедев Е.Б., Кадик А.А. Аккумуляция и сортировка кристаллов при их осаждении в магматическом расплаве: моделирование с помощью высокотемпературных центрифуг // Геохимия, 1998. № 6. С. 547-559.

Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Физические свойства магматических расплавов. М.: Наука, 1979. 199 с.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа / Тр. СПб. общ. естеств. Отд. геол. и мин., 1898. Т. 26. Вып. 5., а также Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Избранные труды. Т. 1. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1949. С. 30-139.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Об основных проблемах петрогенезиса // Изв. политехн. инст., Отд. техн., ест. и матем., 1910. Т. 14. Вып. 1. С. 111-144, а также Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Избранные труды. Т. 1. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1949. С. 313-331.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. Докл. в Геолог. ассоциации АН СССР 7 февраля 1934 г. Л., Изд. АН СССР, 1934. Избранные труды. Т. 1. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1949. С. 420-454.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Петрография. Изверженные породы. Избранные труды. Т. 4. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1949. С. 168-199.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А. Петрографический словарь. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 447 с.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А., Шадаев М.Г. Синплутонические базитовые интрузии ранних стадий формирования Ангаро-Витимского батолита (Забайкалье) // Геология и геофизика, 1992. № 7. С. 70-80.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А. Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // Петрология, 1995. Т. 3. № 2. С. 133-157.

Маракушев А.А. Петрография. Ч. 1. М.: Изд. МГУ, 1976. 382 с.

Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 294 с.

Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965. № 3. С. 20-37.

Маракушев А.А., Тарарин И.А., Залищак Б.Л. Минеральные фации кислотности-щелочности гранитоидов, бедных кальцием // Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966. С. 5-72.

Маракушев А.А., Иванов И.П., Римкевич В.С. Экспериментальное воспроизведение ритмичной магматической расслоенности // Докл. АН СССР, 1981. Т. 258. № 5. С. 183-186.

Маркевич П.В. Флишевые формации северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М.: Наука, 1978. 144 с.

Марфунин А.С. Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение / Тр. ИГЕМ, 1962. Вып. 78. 272 с.

Михайлов В.А. Магматизм вулкано-тектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса / ДВО АН СССР. Владивосток, 1989. 170 с.

Мишкин М.А., Ханчук А.И., Журавлев Д.З. и др. Первые данные по Sm-Nd систематике метаморфических пород Ханкайского массива Приморья // Докл. РАН, 2000. Т. 374, № 6. С. 813-815.

Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Часть І. Стратиграфия / ДВО АН СССР. Владивосток, 1989. 65 с. Препринт.

Носенко Н.А. Геология и генезис Дальнегорского борного месторождения / Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1986. 26 с.

Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука. 1984. 159 с. Перчук Л.Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М.: Наука, 1964. 243 с.

Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.

Перчук Л.Л. Глубинные флюидные потоки и рождение гранита // Соросовский образовательный журнал, 1996. № 6. С. 56-63.

Печерский Д.М. Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР // Магнитные свойства изверженных пород / Тр. СВКНИИ. Вып. 9. Магадан: СО АН СССР, 1964. С. 6-158.

Повилайтис М.М. Ритмично-расслоенные гранитные интрузии и оруденение. М.: Наука, 1990. 240 с.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии / Труды ГИН. Вып. 535. М.: Наука, 2000. 228 с.

Попов В.К. Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток. Дальнаука, 1986. 154 с.

Попов В.С. Ликвация в магмах – иллюзии и реальность // Записки ВМО, 1982. Ч. 111. Вып. 5. С. 614-621.

Попов В.С. Смешение магм – важный петрогенетический процесс // Записки ВМО, 1984. Ч. 113. Вып. 2. С. 229-240.

Попов В.С. Коровые включения в изверженных горных породах // Записки ВМО, 1986. Ч. 115. Вып. З. С. 311-325.

Пресналл Д.К. Фракционная кристаллизация и частичное плавление // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 67-83.

Прусевич А.А., Кутолин В.А. Поверхностное натяжение магматических расплавов // Геология и геофизика, 1986. № 9. С. 58-66.

Пустов Ю.К. Скарново-рудные минеральные ассоциации, условия их образования и особенности распределения в пределах Партизанской

структуры (Дальнегорский рудный район) / Автореф. дисс. канд. геол.минерал. наук, 1990. 25 с.

Раткин В.В. Металлогения свинца и цинка Тихоокеанской окраины Азии / Дисс. д-ра. геол.-минерал. наук. М.: 1995. 43 с.

Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 180 с.

Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 133 с.

Сахно В.Г. Позднекайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток. Дальнаука, 2001. 338 с.

Сахно В.Г., Вржосек А.А., Моисеенко В.Г. Особенности состава лав дна окраинных морей // Изверженные породы Востока Азии. Отв. ред. Бевзенко П.Е. Владивосток, 1976. С. 19-30.

Симакин А.Г., Эпельбаум М.Б., Жиранская О.Н. О гидродинамическом расслоении при кристаллизации интрузивов // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985. С. 166-184.

Тарарин И.А. Генетическое значение включений в гранитоидах Успенского массива в Приморье // Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород. Ред. С.А. Коренбаум. Владивосток, 1975. С. 142-167.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988, 289 с.

Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Наука, 1991. 264 с.

Томкеев С.И. Петрологический англо-русский толковый словарь. М.: Мир, 1986. Т. 1. 285 с.

Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. М.: Недра, 1988. 215 с.

Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 1. М.: Мир, 1977. 586 с.

Устиев Е.К. Проблема вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации // Изв. АН ССС. Сер. геол., 1963. № 12. С. 3-30.

Устиев Е.К. Геологические и петрологические аспекты проблемы вулкано-плутонических формаций // Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносность. М.: Наука, 1969. С. 5-43.

Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР, 1978. Т. 240. № 2. С. 400-403.

Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканоплутонические пояса юга Дальнего Востока России. Ст. 3. Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18. № 6. С. 35-58.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

Фаворская М.А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня // Тр. ИГЕМ, 1956. Вып. 7. 305 с.

Фельдман В.И. Меланократовые скопления в гранитоидах // Бюл. Московского о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1973. Т. 48. № 4. С. 131-132.

Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 286 с.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология автолитов в гранитоидах // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976. № 2. С. 36-48.

Флемингс М. Процессы затвердевания. М.: Мир, 1977. 360 с.

Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава // Геохимия, 1978. № 5. С. 643-668.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Ханчук А.И. Тектоника и магматизм палеотрансформных континентальных окраин калифорнийского типа на Востоке России // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: материалы XXXIII тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 89-95.

Харкер А. Метаморфизм. М.: ОНТИ, 1937. 367 с.

Хасанов Р.Х. Гранитоидные плутоны Памира и их вертикальная расслоенность / Автореферат доктор. дисс. МГУ, 1995. С. 1-44.

Хапперт Г., Дж. Тернер. Конвекция, обусловленная двойной диффузией // Современная гидродинамика. Успехи и проблемы. М.: Мир, 1984. С. 413-453.

Хетчиков Л.Н., Гнидаш Н.В., Пахомова В.А., Малахов В.В. Условия образования кристаллов датолита, кварца и данбурита Дальнегорского боросиликатного месторождения (по данным термобарохимии) // Минерал. журнал, 1990. Т. 12. № 2. С. 78-84.

Хитаров Н.И., Нагапетян Л.Б., Лебедев Е.Б. Кристаллизация расплава дацитового состава в условиях давления водного пара от 500 до 300 кг/ см² // Геохимия, 1969. № 1. С. 8-13.

Хьюджес Ч. Петрология изверженных пород. М.: Недра, 1988. 320 с.

Цюрупа А.И. Кристаллизационные дворики дорастающих в лаве вкрапленников плагиоклаза и их минералогическая фиксация // Докл. АН СССР, 1985. Т. 280. № 5. С. 1216-1220.

Цюрупа А.И. Вкрапленники в эффузивах и инверсия температур ликвидуса. Владивосток Дальнаука, 1997. 243 с.

Шарапов В.Н., Голубев В.С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск: Наука, 1976. 237 с.

Шарапов В.Н., Черепанов А.Н. Динамика дифференциации магм. Новосибирск: Наука, 1986. 188 с. Шипулин Ф.К. Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связь с ними оруденения // Тр. ИГЕМ, 1957. Вып. 3. 280 с.

Шкодзинский В.С. Глиноземистость роговых обманок, клинопироксенов и биотитов как показатель щелочности-кислотности при процессах минералообразования // Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971. С. 287-296.

Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б. Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций // Докл. АН СССР, 1968. Т. 182. № 4. С. 918-921.

Штрекайзен А. Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. М.: Недра, 1975. 24 с.

Щербинин В.М., Носенко Н.А., Чернышев А.В., Азарова В.С. Новые данные о связи известковых скарнов с магматизмом в Дальнегорском рудном районе // Вулкано-плутонические ассоциации зоны перехода от континента к океану. Владивосток, 1979. С. 84-98.

Эпельбаум М.Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами. М: Наука, 1980. 256 с.

Эпельбаум М.Б., Балашов И.В., Салова Т.П. Поверхностное натяжение кислых магматических расплавов при высоких параметрах // Геохимия, 1973. № 3. С. 461-464.

Эскин Г.И. Ультразвук шагнул в металлургию. М.: Металлургия, 1975. 215 с.

Ярошевский А.А. О происхождении ритмических структур изверженных горных пород // Геохимия, 1970. № 5. С. 562-574.

Ясныгина Т.А., Рассказов С.В. Редкоземельные спектры с тетрадэффектом: проявление в палеозойских гранитоидах Окинской зоны Восточного Саяна // Геохимия, № 8. С. 877-889.

Adamuszek M., John T., Dabrowski M., Podladchikov Y., Gertisser R. Assimilation and diffusion during xenolith-magma interaction: a case study of the Variscan Karkonoze Granite, Bohemian Massif // Mineral. Petrol., 2009. Vol. 97. P. 203-222.

Arth J.G. Behaviour of trace elements during magmatic processes: a summary of theoretical models and their application // J. Res. U.S. Geol. Surv., 1979. Vol. 4. № 1-2. P. 41-47.

Barbarin B. Enclaves of the Mezozoic calc-alcaline granitoids of the Sierra Nevada Batolith, California // Enclaves and Granit Petrology. Eds. Didier J., Barbarin. B. Development. Petrol., 1991. Vol. 13. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo. P. 135-153.

Barbarin B. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with hosts // Lithos., 2005. Vol. 80. P. 155-177.

Barbarin B., Didier J. Review of the main hypothese proposed for the genesis and evolution of mafic microgranular enclaves // Enclaves and Granit Petrology.

Eds. Didier J., Barbarin B. / Development in petrology. Vol. 13. Elsevier Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, 1991. P. 367-373.

Barbarin B., Didier J. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas // Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci., 1992. Vol. 83. P. 145-153.

Bowen N.L., Tuttle O.F. The system NaAlSi $_{3}O_{8}$ - KAlSi $_{3}O_{8}$ - H $_{2}O$ // J. Geol., 1950. Vol. 58. P. 489-511.

Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / Rare earth element geochemistry. Ed. Henderson P. Elsevier, 1984. P. 63-114.

Brimhall G.H., Crerar D.A. Orefluids Magnetic to Supergene/Termodynamic Modeling of Geological Materials: Minerals, Fluids and Melts. Reviews in Mineralogy: Michigan, 1987. Vol. 17. P. 235-321.

Burnham C.W., Ohmoto H. Late-Stage Processes of felsic Magmatic // Granitic Magmatism and related Mineralization. Min. Geol. Spec. Issue. Tokyo, 1980. № 8. P. 1-11.

Bussel M.A. Enclaves in the Mesozoic and Cenozoik granitoids of the Peruvian Coastal Batolith // Enclaves and Granit Petrology. Ch. 8. Eds. Didier J., Barbarin B. / Development in petrology. Vol. 13. Elsevier Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, 1991. P. 155-166.

Bussy F. Enclaves of the Late Miocene Monte Capanne granite, Elba Island, Italy // Enclaves and Granit Petrology. Ch. 13. Eds. Didier J., Barbarin B. /

Development in petrology. Vol. 13. Elsevier Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, 1991. P. 167-178.

Chen C.F., Turner J.S. Crystallization of double-diffusive system // J. Geophys. Res., 1980. Vol. 85. P. 2573-2593.

Crank J. The mathematics of diffusion. Oxford, 1956. 347 p.

Debon, F. and Le Fort, P. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and association // Trans. Roy. Soc. Edinburg. Earth Sci., 1983. Vol. 73. P. 135-149.

Didier J. Granites and their enclaves // Development in petrology, vol. 3. Elsevier Amsterdam, London, New York, 1973. 393 p.

Dorais M.J., Whithey J.A. and Roden M.F. Origin of Mafic Enclaves in the Dinkey Greek Pluton, Central Sierra Nevada Batholith, California // J. Petrol., 1990. Vol. 31. P. 853-881.

Eberz G.W., Nicholls I.A. Chemical modification of enclaves magma by post-emplacement crystal fractionation, diffusion and metasomatic // Contrib. Miner. Petrol., 1990. Vol. 104. P. 47-55.

Ehlers C. Layering in Rapakivi Granite SW Finland // Bull. Geol. Soc. Finland., 1974, Vol. 46. P. 145-149.

Elburg M.A. Evidence of isotopic equilibration between microgranitoid encaves and host granodiorite, Warburton Granodoirite, Lachlan Fold Belt, Australia // Lithos., 1996. Vol. 38. P. 1-22.

Emeleus C.H. Structural and Petrographic observations on layered granites from Southern Greenland // Min. Soc. Amer. Spec. Paper. 1., 1963. P. 22-29.

Fernandez A.N., Barbarin B. Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction processes. Shap and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves // Enclaves and Granit Petrology. Ch. 20. Eds. Didier J., Barbarin B. / Development in petrology, vol. 13. Elsevier Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, 1991. P. 263-276.

Foster M.D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas // US Geol. Surv. Prof. Paper., 1960. Vol. 354-E. P. 115-147.

Fourcade S., Allegre C.J. Trace Elements Bahavior in Granite Genesis: A Case Study in Calc-Alcaline Plutonic Association from the Querigut Complex (Pyrenee, France) // Contrib. Miner. Petrol., 1981. Vol. 76. № 2. P. 177-195.

Goode A.D.T. Small scale primary cumulus igneous layering in the Kalka Layered Intrusion, Giles Complex, Central Australia // J. Petrol., 1976. Vol. 17. P. 379-397.

Harry W.T., Emeleus C.H. Mineral layering in some granite intrusions of SW Greenland // Rept. 21 st. Int. Geol. Congr. Norden., 1960. Part 14. P. 172-181.

Holden P., Halliday A.N. & Stephens W.E. Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production // Nature., 1987. Vol. 330. № 5. P. 53-56.

Hutherton T., Dikinson W.R. The relationship between andesite volcanism and seismicity Indonesia, the Lasser Antilles and other island arcs // J. Geophys. Res., 1968. Vol. 73. P. 5855-5899.

James D.E. The combine use of oxygen and radiogenetic isotopes as indicators of crustal contamination // Annual. Rev. Earth. Planet. Sci., 1981. Vol. 9. P. 311-344.

Jahn B.-M., Wu F., Capdevila R. et al. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in NE China // Lithos., 2001. Vol. 59. P. 171-198.

Johannes W. Melting and subsolidus reactions in system K_2O -CaO-Al $_2O_3$ -SiO $_2$ -H $_2O$ // Contrib. Miner. and Petrol., 1980. Vol. 74. P. 29-34.

Johannes W. Beginning of melting in granite system Q-Or-Ab-An-H₂O // Contrib. Miner. and Petrol., 1984. Vol. 86. P. 264-273.

Kennedy W.Q., Anderson E.M. Crustal layers and origin of magmas // Bull. Volcanol. Ser., 11. 1938. Vol. 3. P. 24-82.

Lacroix A. Les enclaves des roches volcanique. Macon., 1893. 770 s.

Laves F., Hafher S. Ordnung-Unordmmg und Ultrarotabsorption. 1. (Al, Si) – Verteilung in Feldspaten // Z. Kristallogr., 1956. Bd. 108. H. 1. S. 52-63.

Liankun Sha, Kuirong Yuan. A two-stade crust-mantle interaction model for mafic microgranular enclaves in the Daning granodirite pluton, Guagxi, China // Enclaves and Granit Petrology. Eds. Didier J., Barbarin B. / Development in petrology. Vol 8. Elsevier Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, 1991. P. 95-112.

Lindsley, D. H. Melting relations of plagioclase at high Pressures / Origin of anorthosite an related rocks. (ed. Y.W. Isachsen) New York State Museum and Science Service, 1968. Memoir Vol., 18. P. 39-46.

Loomis T.P. An empirical model for plagioclase equilibrium in hydrous melts // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1979. Vol., 43. P. 1753-1759.

Loomis T.P., Welber P.W. Crystallization Processes in the Rocky Hill Granodiorite Pluton, California: An Interpretation Based on Compositional Zoning of Plagioclase // Contrib. Miner. and Petrol. 1982. Vol., 81. P. 230-239

Luth W.C., Jahns R.H., Tuttle O.F. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars // J. Geophys. Res. 1964. Vol., 69. P. 759-773.

Maas, R., Nicholls, I.A., Legg, C. Igneous and metamorphic enclaves in the S-type Deddick granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia: petrographic, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence for Crustal melting and magma mixing // J. Petrol., 1997. Vol. 38. № 7. P. 815-841.

Magaritz M., Whitford D.J. and James D.E. Oxygen Isotopes and Origin of High ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr Andesites // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. Vol., 40. № 314. P. 220-230.

Manning D.A.C. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Q-Ab-Or with excess water at 1 kb // Contrib. Miner. and Petrol. 1981. Vol., 76. № 2. P. 206-215.

Nekvasil H. Calculation of equilibrium crystallization paths of compositionally simple hydrous felsitic melts // Amer. Minerl. ,1988,. Vol. 73. P. 956-965.

Nekvasil H. Calculated effect of anorthite component on the crystallization paths of H_20 -undersaturated haplogranitic melts // Amer. Mineral. 1988₂. Vol., 73. P. 966-981.

Nekvasil H., Burnham C.W. The individual effect of pressure and water conted on phase equilibria in the «granite» system // Magmatic processes: Physicochemical principles. Geochimical Society. Special Publication, 1987. Vol. 1. P. 433-445.

Osborn E.F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magmas // Amer. J. Sci., 1959. Vol. 257. P. 609-647.

Pabst A. Observations on inclusion in the granitic rocks of the Sierra Nevada, California // Dep. Geol. Sci. Univ. California, 1928. Vol. 17. № 10. P. 325-386.

Pichavant M. An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 kbar vapour pressure: Geological applications // Contrib. Miner. and Petrol., 1981. Vol. 76. № 4. P. 430-439.

Pichavant M. Effect of B and H_2O on liquidus phase relations in the haplogranite system at 1 kbar // Amer. Mineral., 1987. Vol. 72. P. 1056-1070.

Platen von H. Experimental anatexis and genesis of migmatites // Controls of metamorphism. Oliver and Boyd. Edinburgh and London, 1965. P. 203-218.

Poli G.E., Tommasini S. Model for the Origin and Significance of Microgranular Enclaves in Calc-Alcaline Granitoids // J. Petrol., 1991. Vol. 32. Part 3. P. 657-666.

Presnall D.C., Bateman P.C. Fusion relations in the system $NaAlSi_3O_8$ -Ca $Al_2Si_2O_8$ -KAlSi_3O_8-SiO_2-H₂O and generation of granitic magmas in the Sierra Nevada Batholith // Geol. Soc. Amer. Bull., 1973. Vol. 84. P. 3181-3202.

Pringle G.J., Tremath L.T., Pajari G.E. Crystallization history of a zoned plagioclase // Miner. Mag., 1974. Vol. 39. P. 867-877.

Rollinson H.R. Using Geochemical Date: Evaluation, Presentation, Interpretation. Singapore, 1995. 352 p.

Sato K., Kovalenko S.V., Romanovsky N.P. et al. Crustal Control on Redox State of Granitoid Magmas; Tectonic Implications from the Granitoid and metallogenic Provinces in the Circum-Japan Sea Region / R. Soc. Edunb. Trans. Earth Sci. Lett., 2004. Vol. 95. P. 319-337.

Seck H.F. Der Einfluss des Drucks auf die Zusammensetzung Koexistierender Alkalifeldspate und Plagioclase in System NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-CaAl₂Si₂O₈-H₂O // Contrib. Mineral. and Petrol., 1971. Vol. 31. P. 67-86.

Silva M.M.V.G., Neiva A.M.R., Whitehouse M.J. Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area, center Portugal // Lithos.. 2000. Vol. 50. P. 153-170.

Slemmons D.B. Observation on order-disorder relations of natural plagioclase. 1. A method of evaluating order-disorder // Norsk. geol. tidsskr., 1962, Bd 42, 2 Halvbing. S. 533-554.

Sparks R.S., Huppert H.E., Koyaguchi T., Hallworth M. Origin of modal and rhythmic igneous layering by sedimentation in a convecting magma chamber // Nature., 1993. Vol. 361. № 6409. P. 246-249.

Stephens W.E., Holden P., Henney P.J. Microgranodioritic enclaves within the Scottish Caledonian granitoids and their significance for magmatism // Enclaves and Granit Petrology. Ch. 10. Eds. Didier J., Barbarin B / Development in petrology. Vol. 13. Elsevier Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, 1991. P. 125-134.

Taylor H.P. Oxygen and hydrogen isotope of plutonic granitic rocks // Earth and Planet. Sci. Lett., 1978. Vol. 38. P. 177-210.

Taylor H.P. The effect of assimilation of rocks by magmas: ¹⁸O/¹⁶O and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr systematics in igneous rocks // Earth and Planet Sci. Lett., 1980. Vol. 47, № 2. P. 243-254.

Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ -KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O // Geol. Soc. Amer. Mem., 1958. Vol. 74. P. 1-153.

Waight T.E., Maas R., Nicholls T.A. Geochemical investigation of microgranitoid enclaves in the S-type Cowra Granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia // Lithos., 2001. Vol. 56. P. 165-186.

Weaver B., Tarney J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust // Nature., 1984. Vol. 310. P. 572-577.

Wells P.R.A. Pyroxen thermometry in simple and complex systems //

Contrib. Miner. and Petrol., 1977. Vol. 62. № 2. P. 129-139.

Wiebe R.A. Commingling of contrasted magmas and generation of mafic enclaves in granitic rocks / Development in petrology. Vol 13. Elsevier Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, 1991. P. 393-402.

Whitney J.A. The effect of pressure, temperature and X (H_2) on phase assemblages in four synthetic rock compositions // J. Geology., 1975. Vol. 83. P. 1-31.

Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // Amer. Miner., 1965. Vol. 50. № 9. P. 1228-1272.

WoodI.S., BannoS. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // Contrib. Miner. and Petrol., 1973. Vol. 42. № 2. P. 109-124.

приложение



Исследователь перед загадками гранитов



Опричненский массив. Гранитные скалы к югу от бухты Китовое Ребро и обнажения ритмично-раслоенных гранитов



Опричненский массив. Южный контакт гранитов с эффузивами и включения в гранитах.



Ритмично-расслоенные граниты в Бринеровском массиве и гранодиориты с включениями в Гамовском интрузиве.



Владимирский массив Гранитный кекур вблизи мыса Четырех скал и граниты на мысе Баратынского.



Владимирский массив ритмично-расслоенная зона (общий вид)



Владимирский массив. Ритмично-расслоенные гранодиориты и аплито-пегматиты.



Ольгинский массив. Полосчатый контакт и аплито-пегматитовое тело с мелкими включениями вблизи мыса Маневского.



Валентиновский массив - такие разные включения в гранитах (зональное включение в Бринеровском, мелкие «капли»-на острове Попова).



Бринеровский массив. Кекур «Церковь» сложенный гранодиоритами.

ГЛАВА 1. ОБЩИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА	12
ГЛАВА 2. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА	18
21 [MUTRWARE] postouro u notre numero posto posto (1 prvning)	. 10
2.1. Интрузивы восточной части вулканического пожеа (1 группа) 2.1.1. Опришенский массив	. 10
2.1.1. Опричнонский массив	. 2.
2.1.2. Бринеровский массив	. 3- 4(
2.1.5. Владимирский массив 2.1.4. Опьтинский массив	
2.1.5 Валентиновский массив	6(
2.1.6. Сравнительная характеристика порол массивов	
Прибрежной зоны	. 7
2.2. Интрузивы западной части вулканического пояса	
(2 и 3 группы)	77
2.2.1. Интрузивы Дальнегорской вулканоструктуры	
(2 группа)	. 77
Араратский массив	. 79
Дальнегорский массив	. 81
2.2.2. Интрузивы Краснореченского поднятия (3 группа)	. 91
Инрузивы ключей Лапшина и Ветвистый	. 93
Интрузив ключа Солнечный	. 97
Интрузив ключа Желтый	. 99
2.3. Сравнительная характеристика интрузивов западной	
и восточной частей вулканического пояса	. 10
ΤΠΑΒΑ 3. ΓΕΠΕΓΑЦИЯ ΓΓΑΠΙΤΟΙΙΔΟΒ ΒΟΟ ΤΟΥΠΟ-ΟΙΙΧΟΤ3- Α ΠΙΗΟΚΟΓΟ ΡΥΠΚΑΗΙΑUΕΟΚΟΓΟ ΠΟΠΟΑ	105
	. 10.
3.1. Модель генерации исходных (материнских) магматических	104
расплавов	. 103
3.2. Осооенности кристаллизации гранитоидов	108
5.5. Механизм отделения флюидной фазы	. 114
3.4. Nd-Sr-O изотопная система гранитоидов	. 123
ГЛАВА 4. ЛИФФЕРЕННИАНИЯ ПРИ ГЕНЕРАНИИ	
ГРАНИТОИЛОВ	134
1 1 Apprimary and the permanent in the permanent	. 15
т. т. чракционная дифференциация на уровне тенерации расплавов	124
4.2 Внутрикамерная лифференциация	129
т.2. Бпутрикатерпал дифферепциация	130

оглавление

4.2.1. Кристаллизационная дифференциация и происхождение	
ритмичной расслоенности в Опричненском массиве	139
Геолого-петрографическая характеристика	
полосчатой зоны	139
Модель образования	147
ГЛАВА 5. ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ И	
ГЕНЕЗИС ВКЛЮЧЕНИЙ (АВТОЛИТОВ)	151
5.1. Геолого-петрографическая характеристика включений	
(автолитов)	152
5.2. Минеральный состав включений (автолитов)	158
5.3. Химический состав включений (автолитов)	160
5.4. Геохимические особенности включений (автолитов)	162
5.5. Nd-Sr-O изотопные особенности включений (автолитов)	164
5.6. Генезис включений (автолитов) и предлагаемая модель	
их образования	166
ГЛАВА 6. ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЕ РАССЛОЕНИЕ И ОБРАЗОВАНИЕ	
ЗОН РИТМИЧНОГО РАССЛОЕНИЯ (ДИФФУЗИОННО-	
МАГМАТИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ)	178
6.1. Некоторые общие представления о содержании воды в	
гранитных магмах	178
6.2. Проявление диффузии воды в гранитных расплавах	
и выделение фаций гранофировых пород	179
6.2.1. Гранофировые граниты Араратского массива	180
6.2.2. Гранофировые гранодиориты Бринеровского массива	182
6.3. «Сухие» и «мокрые» контакты в Ольгинском интрузиве	185
6.4. Проявление двойного диффузионного эффекта («d-d» эффект)	
и образование зоны ритмично-расслоенных гранитов	
в Бринеровском массиве	191
ГЛАВА 7. РАССЛОЕНИЕ ОСТАТОЧНЫХ РАСПЛАВОВ, БОГАТЫХ	
ФЛЮИДАМИ	198
7.1. Образование дифференцированных аплито-пегматитовых тел.	198
7.2. Ритмично-расслоенные гранодиориты Владимирского массива.	200
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	211
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	218
	210
ПРИЛОЖЕНИЕ	232
ОГЛАВЛЕНИЕ	242

INTRODUCTION	6
CHAPTER 1. GENERAL GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL DATA ON THE EAST-SIKHOTE-ALINSKY VOLCANIC BELT	12
CHAPTER 2. GEOLOGICAL-PETROGRAPHIC ZONALITY OF INTRUSIVE MAGMATISM OF THE VOLCANIC BELT	18
 2.1. Intrusives of the volcanic belt eastern part (group1) 2.1.1. Oprichnensky massif 2.1.2. Brinerovsky massif 2.1.3. Vladimirsky massif 2.1.4. Ol'ginsky massif 2.1.5. Valentinovsky massif 2.1.6. Comparative characteristics of the massifs of Coastal zone 2.2. Intrusives of the volcanic belt western part (group 2 and 3) 2.2.1. Intrusives of the Dal'negorskaya volcanic structure (group 2) Araratsky massif 2.2.2. Intrusives of Krasnorechensky Rise (group 3) The intrusive of Lapshin and Vetvistyi creeks 	18 21 34 40 51 60 73 77 77 79 81 91 93
The intrusive of Solnechnyi creeks The intrusive of Zheltyi creeks 2.3. Comparative characteristics of intrusives of the western and eastern parts of the volcanic belt	97 99 101
CHAPTER 3. GENERATION OF GRANITOIDS OF THE EAST-SIKHOTE- AL INSKY VOL CANIC BELT	105
 3.1. Model of generation of initial (parental) magmatics melts	105 105 108 114 125
CHAPTER 4. DIFFERENTIATION THROUGH GRANITOID GENERATION	134
 4.1. Fractional differentiation at the level of melt generation 4.2. Intra-chamber differentiation	135 138
layering in Oprichnensky massif Geological-petrographic characteristics of layered zone Model of formation	139 139 147

CONTENTS

CHAPTER 5. FLUID-MAGMATIC DIFFERENTIATION AND GENESIS OF	
ENCLAVES (AUTOLITHS)	151
5.1. Geological-petrographic characteristics of enclaves (autoliths)	152
5.2. Mineral composition of enclaves (autoliths)	158
5.3. Chemical composition of enclaves (autoliths)	160
5.4. Geochemical features of enclaves (autoliths)	162
5.5. Nd-Sr-O isotopic features of enclaves (autoliths)	164
5.6. Genesis of enclaves (autoliths) and proposed model	
of their formation	166
CHAPTER 6. HYDRODYNAMIC LAYERING AND FORMATION	
OF THE RHYTHMIC LAMINATION ZONES (DIFFUSION-	
MAGMATIC DIFFERENTIATION)	178
6.1. Some general ideas of water content in granite magmas	178
6.2. Manifestation of water diffusion in granite melts and release of	
granophyric rock facies	179
6.2.1. Granophyric granites of Araratsky massif	180
6.2.2. Granophyric granodiorites of Brinerovsky massif	182
6.3. «Dry» and «wet» contacts in Ol'ginsky intrusive	185
6.4. Manifestation of double diffusion effect («d-d» effect) and formation	
of zone of the rhythmically layered granites in Brinerovsky massif	191
CHAPTER 7. LAYERING OF RESIDUAL MELTS RICH IN FLUIDS	198
7.1. Formation of differentiated aplite-pegmatite bodies	198
7.2. Rhythmically layered granodiorites of Vladimirsky massif	200
CONCLUSION	211
REFERENCES	218
CONTENTS	242