

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

Т.Г. Чурикова¹, Б.Н. Гордейчик¹, А.О. Волюнец,¹ Г. Вернер², П. Лейер²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия,
e-mail: tchurikova@mail.ru, e-mail: gordei@mail.ru, e-mail: a.volynets@gmail.com

²Отделение геохимии Центра геологических наук Гёттингенского университета, Гёттинген,
Германия, e-mail: gwoerner@gwdg.de

³Отделение геологии и геофизики Геофизического института Университета Аляски, Фэрбенкс,
США, e-mail: player@gi.alaska.edu

Настоящая работа основана на двух геохимических пересечениях Камчатского полуострова, выполненных в течение последних тринадцати лет: (1) пересечение вкрест простирания Камчатской дуги в направлении ЮВ-СЗ и (2) продольное пересечение Срединного хребта в направлении ЮЗ-СВ. Результаты геохимических исследований по этим пересечениям, совместно с первыми данными по Ar-Ar датированию, позволяют изучить пространственно-временное распределение геохимических характеристик вулканических пород.

Пересечение вкрест простирания Камчатской дуги [Churikova et al., 2001, 2007] (Рис. 1), выполненное по четвертичным породам от вулкана Гамчен в Восточном вулканическом фронте (ВВФ) через Центральную Камчатскую депрессию (ЦКД) к Ичинскому вулкану в Срединном хребте (СХ), показало непрерывное изменение геохимических характеристик вулканических пород от фронта к тылу современной зоны субдукции. В частности, LILE, LREE и HFSE в породах сильно возрастают. При этом также наблюдается уверенная зональность по степени плавления мантийного вещества от 20% для пород ВВФ к 10-12% для пород ЦКД и до 7-10% для пород СХ.

Продольное пересечение вдоль СХ Камчатки [Волюнец и др., 2009] от вулкана Ахтанг до вулкана Теклетунуп (рис. 1) обнаружило две возрастные группы пород, каждая из которых имеет характерные геохимические признаки, не изменяющиеся вдоль хребта. Позднемиоцен-плиоценовые породы (3.05-6.19 млн. лет) представлены объемными излияниями базальтов в виде лавовых плато. Эти деплетированные базальты N-MORB-типа с низкими значениями HFSE и HREE образованы при больших степенях плавления (более 20%). Эти породы обогащены флюидной составляющей с высокими значениями LILE, а по диаграммам распределения малых элементов они фактически аналогичны типичным породам фронта дуги. Более молодая, позднеплейстоцен-голоценовая группа пород (<1 млн. лет), перекрывающая платобазальты первой группы, представлена моногенными конусами и стратовулканами. Наряду с типичным обогащением субдукционным компонентом, выраженным в высоких значениях LILE/HFSE, молодые породы обнаруживают дополнительное обогащение по всем несовместимым элементам, что может свидетельствовать о добавке мантийного источника OIB-типа в составе этих лав. Эти породы формировались при низких степенях плавления (8-10%), а состав участвующего в них флюида обогащен по LREE в сравнении с составом флюида ВВФ и ЦКД.

Как известно из геологических и геофизических исследований региона [Legler, 1977; Alexeiev et al., 2006; Avdeiko et al., 2007], в эоцен-миоценовое время СХ являлся активным вулканическим фронтом Прото-Камчатской субдукционной зоны. Позднее Камчатская островодужная система изменила свое положение из-за последовательной аккреции с юга на север серии Кроноцких террейнов. В результате фронт вулканической дуги переместился на 150-200 км в ЮВ направлении. Время аккреции и смещения зоны субдукции в положение современного активного вулканического фронта оценивается разными авторами в интервале 40-2 млн. лет [Alexeiev et al., 2006; Lander & Shapiro, 2007].

Мы считаем, что обнаруженное нами разделение пород СХ на две группы различного возраста, каждая из которых обладает своими собственными геохимическими характеристиками, связано с аккрецией Кроноцких террейнов. Согласно этому сценарию, вплоть до 3 млн. лет назад СХ представлял собой активный вулканический фронт, на котором формировалась первая группа пород в виде обширных излияний примитивных платобазальтов. Однородность пород первой группы вдоль СХ свидетельствует о том, что Прото-Камчатская субдукционная зона работала на всем протяжении изученной части хребта. Область,

расположенная к западу от миоценового островодужного фронта СХ представляла в то время задугового регион. Вулканические породы этого задугового региона (г. Хухч – 3.78 млн. лет, рис. 1) характеризуются отсутствием островодужных признаков с внутриплитным распределением редких и редкоземельных элементов [Перепелов и др., 2006].

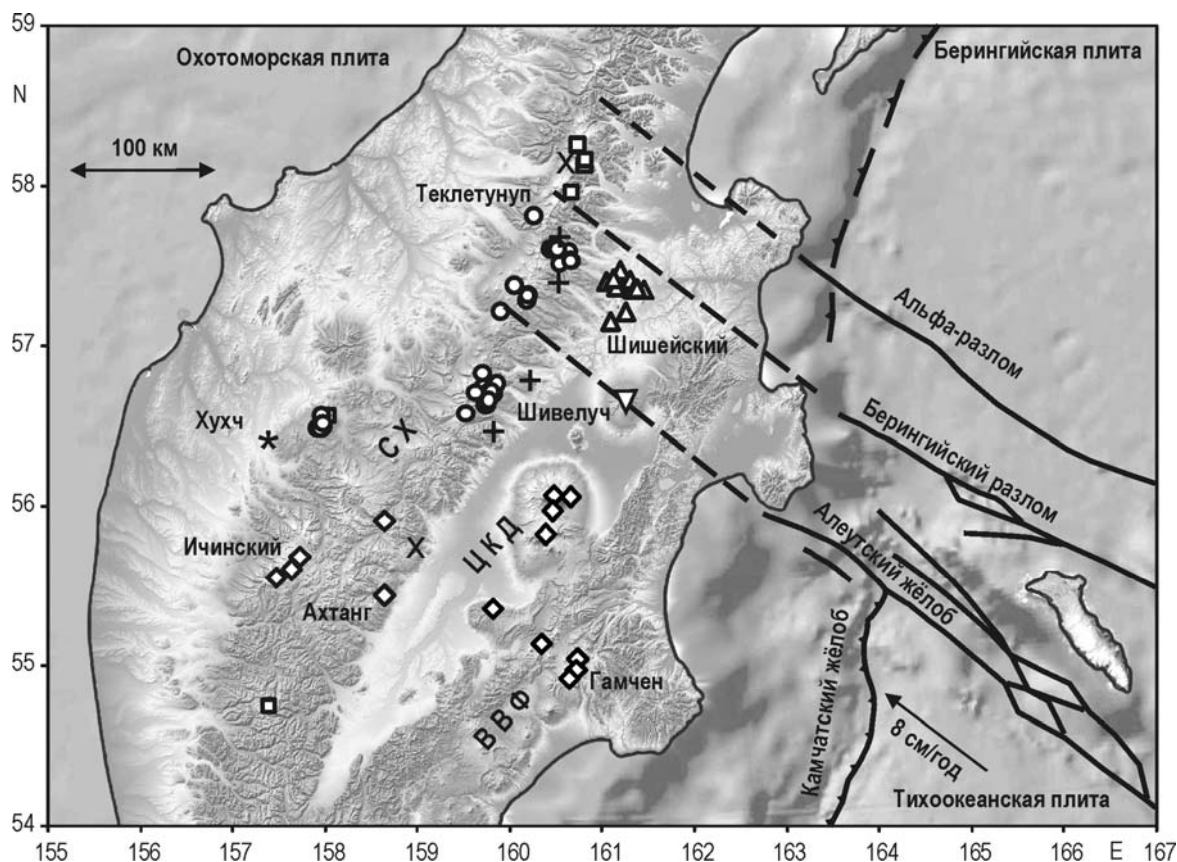


Рис. 1. Тектоническая схема области сочленения трех плит – Тихоокеанской, Берингийской и Охотоморской, построенная по данным из монографии [Селиверстов, 1998]. Тихоокеанская плита субдуцирует под Охотоморскую плиту со скоростью 8 см/год и формирует на границе между этими плитами Камчатский глубоководный океанический жёлоб. На рисунке этот жёлоб показан сплошной линией с треугольниками в направлении субдукции. Северная ветвь Курило-Камчатской палеозоны субдукции, расположенная между Берингийской и Охотоморской плитами показана пунктирной линией с треугольниками. Относительное движение Тихоокеанской и Берингийской плит создает систему показанных сплошными линиями трансформных разломов, главные из них – Алеутский жёлоб, Берингийский разлом и Альфа-разлом. Пунктирными линиями показаны предполагаемые продолжения этих разломов под Охотоморской плитой. Полоса шириной около 150 км между этими пунктирными линиями представляет собой проекцию на поверхность северного края субдуцирующей Тихоокеанской плиты. Данные по поздне-плейстоцен-голоценовому вулканизму на Срединном хребте и на северном крае субдуцирующей Тихоокеанской плиты приведены по работам: перевернутый треугольник – вулкан Шивелуч [Yogodzinski et al., 2001], треугольники – Шишейский комплекс [Portnyagin et al., 2005], квадраты – данные из [Певзнер, Волынец, 2006], ромбы – вкрест-дуговое пересечение Камчатской дуги [Churikova et al., 2001, 2007], кружки – продольное пересечение СХ [Волынец и др., 2009]. Данные по миоценовому вулканизму приведены по следующим работам: звездочка – г. Хухч [Перепелов и др., 2006], прямые крестики – плато по [Волынец и др., 2009], косые крестики – плато по [Певзнер и др., 2009].

В настоящем структурном плане Камчатки, после перемещения активного вулканического фронта в положение ВВФ, СХ занял позицию задугового региона современной зоны субдукции. Это доказывается уверенным и направленным от фронта дуги к тылу изменением химического состава пород как по макро-, так и по микроэлементам. Именно теперь на СХ стали формироваться обогащённые породы второй, позднеплейстоцен-голоценовой группы в виде стратовулканов и конусов. Однородность химического состава четвертичных пород СХ в направлении ЮЗ-СВ свидетельствует о единых процессах их образования и сходных мантийных и флюидных источниках. Следовательно, систематические

изменения в геохимических характеристиках пород вкрест простирания Камчатской дуги, а также геохимическая однородность молодых пород вдоль СХ, показывают, что позднеплейстоцен-голоценовый вулканизм всего рассматриваемого региона объясняется единым механизмом – субдукцией Тихоокеанской плиты под Камчатку.

Геофизические исследования в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг указывают на то, что глубина сейсмичности уменьшается с юга на север Камчатки, и сейсмические данные на сегодняшний день не показывают ясного сигнала от субдуцирующей Тихоокеанской плиты под северной частью СХ, хотя активный магматизм в СХ продолжается до голоценового времени [Певзнер, Волюнец, 2006]. Это кажущееся противоречие объясняется в работе [Kirby et al., 1996], в которой было показано, что если плита нагрета, то отсутствие сейсмичности не означает отсутствия самой плиты, поскольку при температурах 600-700°C сейсмичность субдуцирующей плиты теряется за счет возникающей пластичности. Davaille & Lees [2004] утверждают, что аномальный нагрев субдуцирующей Тихоокеанской плиты в ее северной части связан с ее нагревом в мантийном клине с трех сторон и, главным образом, с уменьшением толщины плиты. Кроме того, скорость субдукции под Камчатку уменьшается от активной Тихоокеанской плиты к стабильной Берингийской от 8 см/год до нуля, что способствует более быстрому прогреву низкоскоростных частей плиты.

Особый интерес представляет собой неоднократно обсуждавшийся в литературе вопрос о положении перекрытого Охотоморской плитой и недоступного прямому наблюдению северного края Тихоокеанской плиты. Положение этого края может указывать на зону появления адакитового компонента в вулканических породах [Yogodzinski et al., 2001], или зону, при пересечении которой следовало бы ожидать смену режимов магматизма, что необратимо должно было бы сказаться на геохимических характеристиках изверженных пород. Ягодзинский и др. [Yogodzinski et al., 2001] утверждают, что край субдуцирующей Тихоокеанской плиты прослеживается под вулканом Шивелуч, в то время как Портнягин и др. [Portnyagin et al., 2005] определяют его в 80 км севернее, под Шишейским комплексом. Эти точки отмечены на рис. 1.

Северный край Тихоокеанской плиты, то есть её границу с Берингийской плитой, можно увидеть на океаническом дне до Камчатского желоба. Эта граница представляется широкой (около 150 км) зоной, состоящей из серии трансформных разломов, главные из которых – Алеутский желоб, Берингийский разлом и Альфа-разлом. Используя направления этих разломов и учитывая тот факт, что их взаимное положение в целом субпараллельно, можно построить их продолжение под Охотоморской плитой. Эти проекции показаны на рис. 1 пунктирными линиями.

Мы считаем, что северный край Тихоокеанской плиты не следует искать в виде геометрической линии, проходящей под тем или иным вулканом – край субдуцирующей плиты представляется зоной, ширина которой соответствует ширине зоны трансформных разломов на океаническом дне перед Камчатским желобом. Скорость субдукции при пересечении этой зоны уменьшается, и здесь возможно наблюдение различных переходных процессов. Это наглядно подтверждается тем, что адакитовый компонент фиксировался и на вулкане Шивелуч, и на Шишейском комплексе. Отсутствие поздне-плейстоцен-голоценового вулканизма к СВ от продолжения Альфа разлома, таким образом, отмечает область, где либо скорость субдукции становится незначительной, либо уже нет самой Тихоокеанской плиты (Рис. 1). Движение расплавов перпендикулярно вектору субдукции и мелкомасштабные конвективные движения могут усиливаться на краю плиты [Davaille & Lees, 2004], и таким образом, магматизм на поверхности будет представлять диффузную картину края субдуцирующей плиты на глубине.

Отсутствие поздне-плейстоцен-голоценового вулканизма в ЮВ направлении, перед ЦКД и ВВФ отмечает область, где субдуцирующая плита ещё не погрузилась достаточно глубоко и/или не нагрелась достаточно сильно для отделения флюида. Отсутствие поздне-плейстоцен-голоценового вулканизма в СЗ направлении, за Срединным хребтом, маркирует область, где субдуцирующая плита уходит глубоко в мантию.

Таким образом, можно сделать краткие выводы, связанные с геодинамическими условиями формирования Срединного Хребта:

- 1). Систематические изменения в химии пород СХ являются результатом изменения его субдукционного положения в результате смещения активной зоны субдукции в юго-восточном направлении. Лавы плато представляют вулканический фронт миоценовой зоны субдукции на

Камчатке. Перекрывающие их четвертичные породы представляют собой задуговые лавы современной зоны субдукции.

2). Как однородность в геохимическом составе четвертичных вулканических пород вдоль СХ, так и систематическая геохимическая зональность вкост простирания дуги от ее фронта к тылу объясняются единым механизмом – субдукцией Тихоокеанской плиты под Камчатку.

3). Северное окончание субдуцируемой Тихоокеанской плиты маркируется прекращением голоценового вулканизма и представлено широкой (около 150 км) зоной трансформных разломов.

Список литературы

Волынец А.О., Чурикова Т.Г., Вернер Г. Геохимическое моделирование состава источников магм Срединного хребта Камчатки // Магматизм и рудообразование. Материалы конференции, посвященной 125-летию со дня рождения академика А.Н. Заварицкого. 18-19 марта 2009 г., Москва, ИГЕМ РАН / Отв. ред. Бортников Н.С., Богатиков О.А. – М.: Пробел-2000, 2009. – С. 20-25.

Певзнер М.М., Волынец А.О. Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки // Проблемы эксплозивного вулканизма (к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный). Материалы первого международного симпозиума. 25-30 марта 2006 г. / Отв. редактор чл.-корр. РАН Е.И. Гордеев. – Петропавловск-Камчатский: 2006. – С. 124-132.

Певзнер М.М., Головин Д.И., Герцев Д.О., Куцева Ю.В., Чурикова Т.Г., Волынец А.О., Родин В.С., Ладыгин В.М. Новые результаты К-Аг датирования миоцен-плиоценовых вулканических пород Срединного хребта Камчатки // Настоящее совещание.

Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В., Философова Т.М. Базанита горы Хухч – первые минералого-геохимические данные по неогеновому К-Na-щелочному магматизму Западной Камчатки // Доклады Академии Наук, 2006. 408 (6). С. 795-799.

Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг.– М.: Научный мир, 1998. 164 с.

Alexeiev D.V., Gaedicke C., Tsukanov N.V. & Freitag R. Collision of the Kronotskiy arc at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kamchatka–Aleutian junction // Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rundsch), 2006. Vol. 95. P. 977-993.

Churikova T., Dorendorf F., Wurner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // Journal of Petrology; 2001. Vol. 42. N 8. P. 1567-1593.

Churikova T., Wurner G., Mironov N., Kronz A. Volatile (S, Cl and F) and fluid mobile trace element compositions in melt inclusions: Implications for variable fluid sources across the Kamchatka arc // Contributions to Mineralogy and Petrology; 2007. Vol. 154. N 2. P. 217–239.

Davaille A., Lees J.M. Thermal modeling of subducted plates: tear and hotspot at the Kamchatka corner // Earth and Planetary Science Letters, 2004. Vol. 226. P. 293-304.

Dorendorf F., Wiechert U., Wurner G. Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia // Earth and Planetary Science Letters, 2000. Vol. 175. P. 69-86.

Kirby S.H., Stein S., Okal E.A., Rubie D.C. Metastable mantle phase transformations and deep earthquake in subducting oceanic lithosphere // Rev. Geophys., 1996. Vol. 34. P. 261– 306.

Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G., Hauff F., Werner R., Bindeman I., Uspensky V., Garbe-Schunberg D. Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction// Geology, 2005. Vol. 33. N 1. P. 25-28.

Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G., Dorendorf F., Wurner G., Volynets O.N. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // Nature, 2001. Vol. 409. P. 500-504.