

**ГАББРО-ГРАНИТНЫЙ МАССИВ КХАОКУЭ–ТАМТАО (СЕВЕРНЫЙ ВЬЕТНАМ) –
ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНДИКАТОР ЭМЕЙШАНЬСКОГО ПЛЮМА**

**А.Г. Владимиров¹, П.А. Балыкин¹, Фан Лыу Ань², Н.Н. Крук¹, Нго Тхи Фыонг²,
А.В. Травин¹, Чан Чонг Хоа², И.Ю. Анникова¹, М.Л. Куйбида¹, Е.В. Бородина¹,
И.В. Кармышева¹, Буй Ан Ньен²**

¹ФГБУН Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, пр. академика Коптюга 3,
г. Новосибирск, 630090; e-mail: Vladimir@igm.nsc.ru

²ФГБУН Институт геологических наук ВАНТ, г. Ханой, Республика Вьетнам; e-mail: luuanh-phan@yahoo.com

Поступила в редакцию 20 апреля 2011 г.

В статье обсуждаются новые данные, полученные для габбро-гранитного плутона Кхаокуэ–Тамтао (Северный Вьетнам). Установлено, что этот плутон был сформирован на рубеже перми–триаса (250.5 ± 3.2 млн лет, Ar–Ar изотопный возраст). По морфологии он представляет собой трещинную интрузию гипабиссальной фации глубинности. На первом этапе произошло внедрение пикробазальтового расплава, дифференциация которого привела к формированию расслоенной перидотит-габбровой серии, а в эндоконтактах – к конечным дифференциатам в виде кварцсодержащих монцодиоритов и гранофилов. На втором этапе произошел деформационный разрыв по оси перидотит-габбрового массива Кхаокуэ и внедрение гранодиоритового расплава Тамтао. Математическое моделирование по программе SOMAGMAT для базитовой системы и геохимические оценки для гранитной системы позволяют утверждать, что магматические расплавы испытали автономную дифференциацию, конечными продуктами которых являлись, с одной стороны, кварцсодержащие монцодиориты и гранофиры, с другой стороны – аплиты и пегматиты. Корреляция по составу магматических ассоциаций пермотриасового возраста в Северном Вьетнаме (габброидный плутон Нуйчуа, габбро-гранитный Кхаокуэ–Тамтао, гранитный Пиабюк) и в Юго-Восточном Китае (платобазальты) позволяет рассматривать их в составе единой крупной провинции, являющейся отражением Эмейшаньского плюма.

Ключевые слова: петрологические индикаторы, габбро-гранитные серии, Ar–Ar изотопный возраст, пермь–триас, мантийные и коровые источники, геодинамическая модель, Эмейшаньский плюм, Северный Вьетнам, Юго-Восточная Азия.

ВВЕДЕНИЕ

Пермотриасовый возрастной рубеж в истории геологического развития Евразийского континента представлял собой особое историческое событие (~250 млн лет назад). На этом рубеже произошли гигантские извержения траппов [37]. Обобщение материалов по катастрофическим событиям и трапповому магматизму Северной и Юго-Восточной Евразии позволило выделить Сибирский и Эмейшаньский близкие по возрасту плюмы, отражающие взаимодействие мантии и земной коры на рубеже перми и триаса [5, 6, 7, 10, 12, 13, 17, 27, 30, 37, 38, 43, 44, 55]. Однако проблема источников мантийных плюмов и взаимосвязи мантийных и коровых расплавов – их петрологических индикаторов – пока остается не-

решенной [7, 12, 29]. В терминах классической плейтктоники диагностическими признаками плюмов являются платобазальты и граниты А-типа, при этом объемы платобазальтов, как правило, на порядки превышают объемы кремнекислых магм повышенной и высокой щелочности [11, 49]. Эти геологические оценки до сих пор являются главным аргументом в пользу модели кристаллизационной дифференциации первичной мантийной магмы. Вместе с тем, пространственно-временную сопряженность мантийных и коровых расплавов на верхних уровнях земной коры невозможно объяснить только в рамках “закрытых” систем магматической дифференциации, на что обращали особое внимание Ю.А. Кузнецов и Э.П. Изох [20]. Предложен целый ряд альтернативных моделей [3, 4, 6, 10, 16, 21–24, 36], объясняющих

тесную связь в пространстве и времени мантийных и коровых расплавов. В частности, Э.П. Изохом была предпринята попытка выделения контрастных габбро-гранитных интрузивных серий на примере Дальнего Востока и Северного Вьетнама. В монографии [15] была впервые высказана идея, что пространственно-временная сопряженность предельно-контрастных по составу мантийных и коровых расплавов обусловлена кратковременными интенсивными тепловыми импульсами, связанными с активизацией мантии и выплавлением базальтовых расплавов, что приводит к анатексису нижней коры и формированию на ее верхних уровнях гомодромных габбро-гранитных интрузивных серий. Следует отметить, что в то время плюмы, как самостоятельные геологические явления, не были известны.

Главная цель настоящей статьи – представить и переосмыслить новые данные, позволяющие рассматривать контрастные габбро-гранитные серии в качестве специфических индикаторов плюмового магматизма. Настоящая статья является продолжением цикла публикаций, посвященных выявлению диагностических признаков и изучению геодинамической природы Эмейшаньского плюма. Главный объем его представлен платобазальтами и субщелочными базальтами в Юго-Восточном Китае, а в Северном Вьетнаме – коматиит-базальтовым комплексом, высокотитанистыми пикрит-андезибазальтовым, андезибазальтовым и риолит-андезибазальтовым комплексами, а также расслоенными перидотит-габбровыми массивами и сопряженными с ними гранитоидными интрузиями А, I и S типов [17, 18, 25–28, 39–41, 58, 65].

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Общий обзор и история изученности

Схематические контуры Эмейшаньского плюма на современном эрозионном срезе земной коры показаны на рисунке 1. Здесь выделены: изверженная петрографическая провинция платобазальтов Юго-Восточного Китая и петрографическая провинция близодновременных перидотит-габбровых и гранитных массивов гипабиссальной фации глубинности в Северном Вьетнаме. На этой схеме расслоенные перидотит-габбровые и сопряженные с ними гранитоидные интрузии не показаны (< 1 об. %). Однако, несмотря на малый объем, они являются важнейшими петрологическими индикаторами Эмейшаньского плюма, которые отражают специфику взаимодействия мантийных и коровых расплавов на глубинных уровнях земной коры. С габброидными массивами связаны Cu–Ni и Fe–Ti–V месторождения [18, 28, 41]. Прогнозная металлогеническая оценка гранитоидных интрузий до сих пор остается неясной из-за

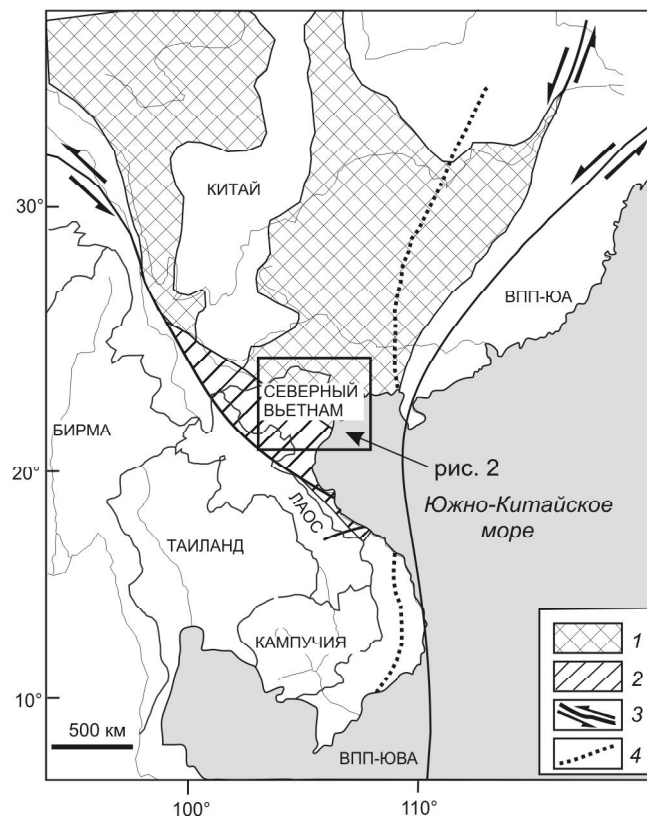


Рис. 1. Крупные изверженные петрографические провинции, связанные с формированием Эмейшаньского пермотриасового суперплюма.

1 – платобазальты Юго-Восточного Китая, коматиит-базальтовые и высокотитанистые пикрит-базальт-андезитовые ассоциации Северного Вьетнама; 2 – габбро-гранитные серии гипабиссальной фации глубинности Северного Вьетнама, нерасчлененные; 3 – главные трансформные сдвиги, наложенные на пермотриасовые магматические ассоциации сектора ELiP; 4 – граница вулcano-плутонического пояса Тихоокеанского кольца (Юго-Восточная Азия), наложенного на петрографические провинции Эмейшаньского суперплюма (ВПП-ЮВА).

широкого спектра их петрогеохимического состава и отсутствия надежных геохронологических данных. Обсуждение металлогенических проблем выходит за рамки данной статьи. Главное внимание уделено источникам и механизмам дифференциации магматических расплавов. В качестве эталонного геологического объекта выбраны пространственно сопряженные перидотит-габбровый массив Кхаокуэ и гранитный массив Тамтао [9, 15, 40, 59].

Как видно из представленной тектонической схемы Северного Вьетнама (рис. 2), габбро-гранитный плутон Кхаокуэ–Тамтао расположен в юго-восточной части палеозойской структуры Фунгы. Он входит в цепочку массивов гипабиссальной фации глубинности, отражающей масштабное мантийно-ко-

ровое взаимодействие на рубеже перми–триаса. Этот интрузивный пояс представлен перидотит-габбровым массивом Нуйчуа, детальная характеристика которого приведена в [28], габбро-гранитным массивом Кхаокуэ–Тамтао [3, 15, настоящая статья] и гранитным батолитом Пиабиок [15]. В целом эти массивы трассируют глубинный разлом, нарушивший палеозойские структуры Северного Вьетнама.

Перидотит-габбровые, габбро-гранитные и гранитные массивы этого формационного типа традиционно относились к сининверсионной ранне-среднетриасовой интрузивной серии Нуйчуа–Пиабиок, отражающей переход от геосинклинальной к орогенной стадии тектонического режима [9, 15]. В терминах плейттектоники они стали интерпретироваться как петрологические индикаторы индосинийской коллизии, связанной с закрытием рифтов, разделяв-

ших платформы Янцзы и Контум [8]. Позднее был опубликован цикл статей по перидотит-габбровым интрузиям, входящим в габбро-гранитную серию Нуйчуа–Пиабиок. Эти массивы, объединяемые в комплекс Нуйчуа, были отнесены к классу перидотит-габбровых массивов с медно-никелевой минерализацией [43]. По составу и объемному соотношению петрографических групп они подразделяются на оливинит-лерцолит-габброноритовые (массив Нуйчуа и близрасположенные габброидные тела), верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровые (массивы Кхаокуэ и Чинанг) и дунит-троктолит-габбровые (массивы Йенчу и Кхехойса). Их характеристика приведена в работах [3, 38, 53, 59]. Ниже в статье будет дана развернутая характеристика расслоенной, пегматоидной и эндоконтактовой серий перидотит-габбрового массива Кхаокуэ.

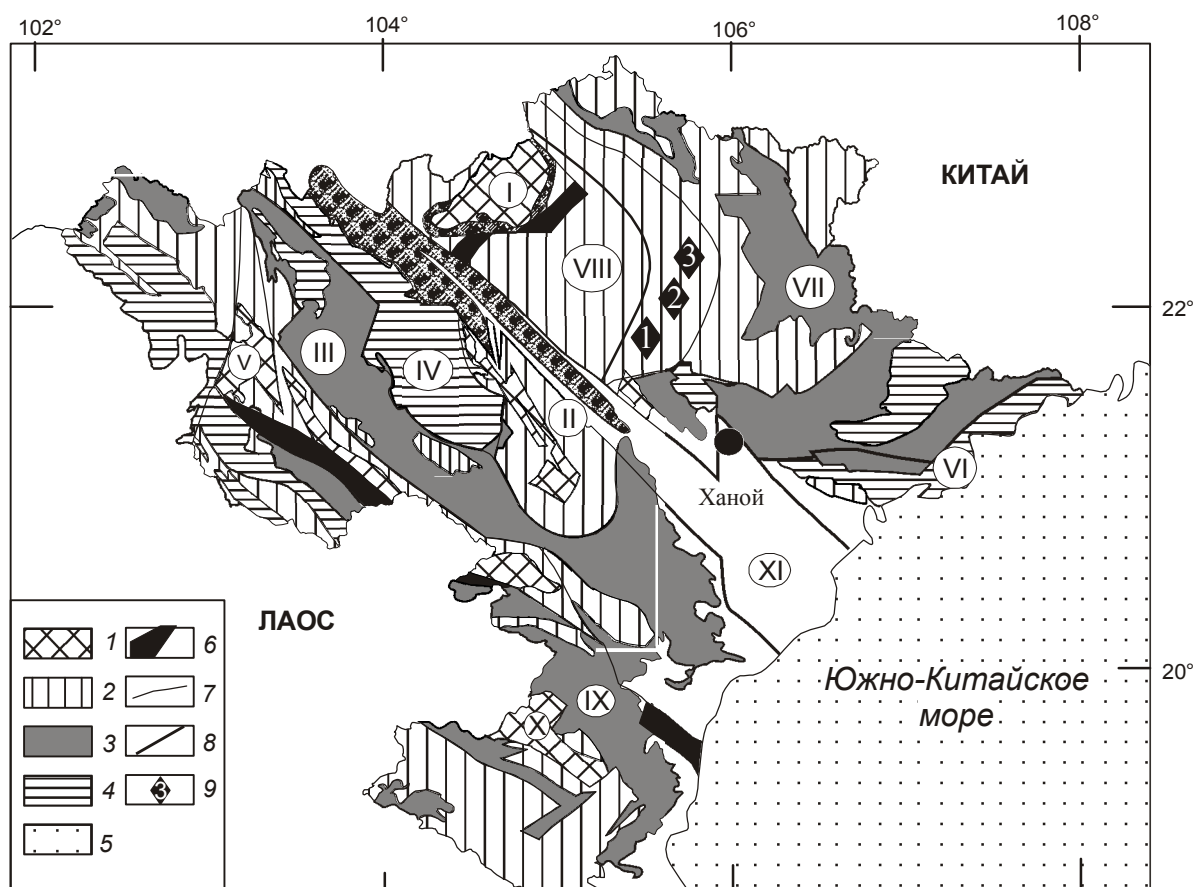


Рис. 2. Тектоническая схема Северного Вьетнама и месторасположение эталоннотипных массивов габбро-гранитной серии Нуйчуа–Пиабиок, формирование которой произошло на возрастном рубеже перми и триаса.

1–5 – структурно-формационные комплексы: 1 – протерозойские, 2 – раннепалеозойские, 3 – позднепалеозойско-раннемезозойские, 4 – позднемезозойские, 5 – кайнозойские, 6 – шовные зоны, 7 – тектонические нарушения, 8 – границы террейнов, 9 – эталонно-типные массивы: 1 – Нуйчуа, 2 – Кхаокуэ, 3 – Пиабиок. Террейны, принадлежащие к кратону Янцзы: I – Фалонг, II – Хоангленшон, III – Шонгда-Шонла, IV – Туле, V – Шонгма; террейны, принадлежащие к кратону Индосини: VI – Кото, VII – Анчау-Шонгхиен, VIII – Фунгы, IX – Тханьнгетинь, X – Мыонгте; террейны переходной коры обрамления Восточного моря: XI – Шонгхонг.

Высокоглиноземистые биотитовые (\pm гранат \pm мусковит) гранитоиды комплекса Пиабиок впервые были охарактеризованы Э.П. Изохом [15]. Они имеют сквозное распространение на территории Северного Вьетнама, формируя как самостоятельные плутоны ($\approx 90\%$), так и участвуя в строении габбро-гранитных плутонов ($\approx 10\%$). В состав гранитоидного комплекса Пиабиок входят 20 массивов площадью от 10–50 до 300–400 км², которые прорывают палеозойские толщи. Это многофазные интрузии, главный объем которых сложен гранодиорит-меланогранит-гранитной серией пород. Последовательность их формирования всегда гомодромная: кварцевые диориты (встречаются очень редко) \rightarrow биотитовые (\pm гранат) гранодиориты \rightarrow биотитовые (\pm мусковит) меланограниты \rightarrow двуслюдяные граниты \rightarrow лейкократовые граниты \rightarrow аплиты, пегматиты. Лейкогранитовые дифференциаты занимают небольшие объемы (<1–2%). Ряд массивов представлены одной или двумя интрузивными фазами, как правило, гранодиорит-меланогранит-гранитного состава.

Тектоническая позиция

Взаимодействие платформ Янцзы и Контум представляло собой многоактный тектонический процесс, начинающийся с формирования палеоокеанического бассейна, затем произошли заложение субдукционной зоны и последующая фрагментация сиалических блоков и перекрывающих их палеозойских толщ в результате индосинийских аккреционно-коллизийных событий, заложивших основу современной структуры Северного Вьетнама [8, 35, 40]. Особое значение для анализа тектонического строения Северного Вьетнама имели наложенные процессы, связанные с формированием вулканоплутонического пояса Тихоокеанского “горячего” кольца в мезозое и Инд-Евразийской коллизией в кайнозое [5, 7, 31]. На фоне этих крупномасштабных историко-геологических событий выделение и уверенная диагностика магматических продуктов, относящихся к собственно Эмейшаньскому плюму (Р-Т), представляло особую задачу. Если в Юго-Восточном Китае платобазальты пермтриасового возраста достаточно уверенно диагностировались по геологическим признакам, несмотря на то, что они зачастую были перекрыты меловыми осадочно-вулканогенными толщами [58], то в Северном Вьетнаме на первое место вышли геохронологические методы исследования, подтвердившие близодновременность перидотит-габбровых и гранитоидных плутонов интрузивной серии Нуйчуа–Пиабиок с траппами Юго-Восточного Китая [18, 28, 40]. В совокупности эти плутоны, имеющие единую структурную позицию и, как сейчас

становится очевидным, близкий возраст (250 ± 10 млн лет), позволяют рассматривать их как петрологический индикатор Эмейшаньского плюма на глубинных уровнях земной коры. Перидотит-габбровый расслоенный плутон Нуйчуа и его эндоконтактные фации детально охарактеризованы в [28]. Габбро-гранитный плутон Кхаокуэ–Тамтао описан в настоящей статье, гранитоидный плутон Пиабиок предполагается изучить в будущем.

Внутреннее строение габбро-гранитного плутона Кхаокуэ–Тамтао

В ходе государственной геологической съемки Северного Вьетнама масштаба 1:500 000 [9, 15] был выделен гранитоидный массив Тамтао, где участие габброидов не представлялось значительным и на геологической карте они не были показаны. Детальные геологосъемочные и петрологические работы, проведенные в ходе совместной Российско-Вьетнамской экспедиции [3, 59], выявили крупную габброидную интрузивную залежь в северной части плутона Кхаокуэ–Тамтао (рис. 3). Изучение гранитоидов Тамтао было проведено Фан Лью Ань, А.Г. Владимировым и А.П. Пономаревой [35].

В результате проведенных исследований было установлено, что габбро-гранитный плутон Кхаокуэ–Тамтао представляет собой трещинную интрузию, формирование которой происходило в два этапа (см. геологический разрез на рис. 3). На первом этапе произошло внедрение пикробазальтового расплава, испытывавшего кристаллизационную дифференциацию (расслоенная перидотит-габбровая серия Кхаокуэ) и одновременно – формирование пегматоидной и эндоконтактной фаций, представленных такситовыми габбро, габброноритами, кварцсодержащими монцодиоритами, а также гранофирами. На втором этапе по осевой части массива Кхаокуэ произошел деформационный разрыв и внедрение гранодиоритов Тамтао. Следует подчеркнуть, что в эндоконтактных частях гранодиориты Тамтао наследуют первичную расслоенность габброидов (см. разрез на рис. 3). Эти геологические признаки указывают на синкинематический характер внедрения габброидного и следующего вслед за ним гранитоидного расплава. Проба для Ar–Ar изотопного датирования была отобрана из ксеноблока кварцсодержащих диоритов, принадлежащих к интрузивной гранитоидной серии Тамтао. Учитывая совмещенность в единой геологической структуре расслоенного перидотит-габбрового массива Кхаокуэ и гранодиорит-меланогранитного массива Тамтао, их вещественная характеристика дается ниже раздельно, подчеркивая тем самым существенную автономность габброидного и гранитоидного расплава.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение содержаний петрогенных элементов выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием установки СРМ-25 в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и лаборатории рентгеновских методов ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Определение концентраций редких и редкоземельных элементов (Sr, Ba, Y, Zr, Nb, Ta, Hf, РЗЭ, Th, U) выполнено методом ICP-MS на масс-спектрометре “ELEMENT” фирмы “Finnigan” в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по стандартной методике. Уровни концентраций F, B, щелочных (K, Na, Li, Rb, Cs) и рудных (Cu, Zn, Ge, Mo, Ag, Sn, Tl, Pb) элементов в породах габбро-гранитного плутона Кхаокуэ–Тамтао были определены методом количественного атомно-эмиссионного анализа в Аналитическом центре ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Изучение состава плагиоклазов, биотитов, оливинов и клинопироксенов проводилось на рентгеновском микроанализаторе “Camebax-micro” в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Для Ar–Ar изотопного датирования была отобрана монофракция биотита из кварцевого диорита Н-1531/1 гранитоидного массива Тамтао (автор – Фан Лыу Ань). Методика датирования детально описана в [34]. Ниже приведены ключевые этапы. Минеральные фракции крупностью не менее 0.15 мм запаковывались в алюминиевую фольгу и запаивались после предварительной откачки воздуха в кварцевых ампулах. Облучение производилось в кадмированном канале исследовательского ВВР-К реактора Томского политехнического института. Для калибровки нейтронного потока между каждым двумя образцами помещалась в качестве монитора навеска биотита МСА-11, откалиброванного с использованием биотита LP-6 и роговой обманки MMhb-1. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Выделение аргона проводилось в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Для контроля и стабилизации температуры использовалась хромель-алюминиевая термопара. Холостой опыт по ⁴⁰Ar при 1200°C в течение 40 мин. не превышал 5×10⁻¹⁰ нсм³. После двукратной очистки выделенного аргона с использованием Ti и ZrAl SAES геттеров изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы “Микромасс” (Англия). Выбор температурных фракций для расчета датировок методом возрастных плато проводился в соответствии с рекомендациями [51]. При расчетах возраста использовались константы распада и изотопные распространенности, рекомендованные Комиссией по геохронологии (IUGS) [61]. Условные сокращения наименова-

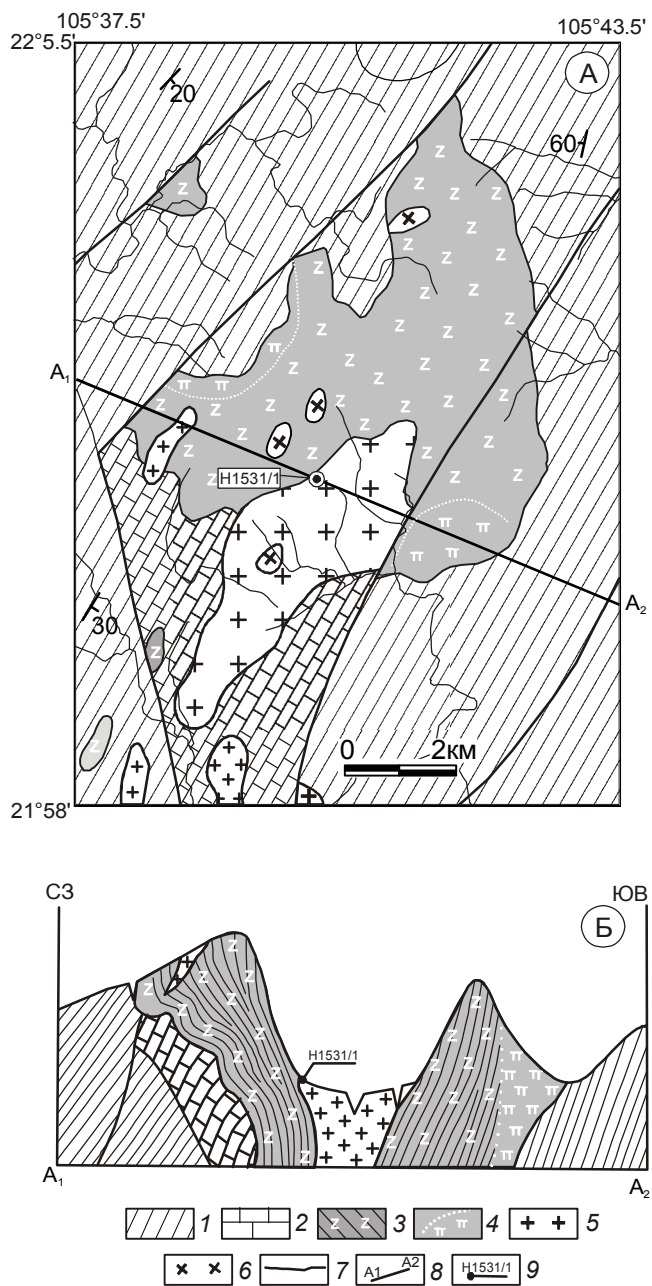


Рис. 3. Геологическая схема перидотит-габбрового массива Кхаокуэ и гранодиорит-гранитного массива Тамтао (А) и геологический разрез по линии А₁–А₂ через плутон Кхаокуэ–Тамтао (Б).

1 – осадочно-вулканогенные стратифицированные комплексы зоны Фунгды (С–О); 2 – карбонатные толщи зоны Фунгды (О₂₋₃); 3 – расслоенные габброиды и перидотиты серии Кхаокуэ; 4 – пегматоидные габброиды серии Кхаокуэ; 5 – высокоглиноземистая ассоциация гранодиоритов и гранитов Тамтао (Р÷Т); 6 – субщелочные дайки и малые интрузии (Mz÷?); 7 – главные разрывные нарушения; 8 – линия геологического разреза А₁–А₂; 9 – точка отбора пробы на Ar–Ar изотопное датирование. На геологическом разрезе абсолютные и относительные высоты показаны вне масштаба.

ний минералов в тексте статьи даны в соответствии с рекомендациями [56].

ПЕТРОГРАФИЯ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РАССЛОЕННОЙ, ПЕГМАТОИДНОЙ И ЭНДОКОНТАКТОВОЙ СЕРИЙ ПЕРИДОТИТ- ГАББРОВОГО МАССИВА КХАОКУЭ

Верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровый массив Кхаокуэ имеет воронкообразную форму и размеры в плане около 30 км² (рис. 4). Вмещающими породами являются ордовик-силурийские песчаники, алевролиты, кремнистые и глинистые сланцы, кембрий-ордовикские известняки, мраморы, черные сланцы; на юге и юго-западе массив Кхаокуэ прорывается биотитовыми гранодиоритами массива Тамтао. Внутреннее строение габброидов массива Кхаокуэ – концентрически-зональное, при этом юго-западная часть и структурный центр осложнены гранитоидами Тамтао (рис. 3, 4). По направлению к центру углы падения полосчатости и трахитоидности пород возрастают от 40–65° до вертикальных, что свидетельствует о воронкообразной форме массива и его глубоком эрозионном срезе [3, 59].

Преобладающей петрографической разновидностью пород являются среднезернистые оливиновые габбро, сложенные битовнитом (An_{75-78}), хризолитом ($f_{ol} = 18-21\%$), субкальциевым диопсидом ($f_{срх} = 17-20\%$). Менее распространены безоливиновые габбро, анортозиты, троктолиты, плагиоклазосодержащие клинопироксениты и верлиты. Северные выступы массива Кхаокуэ сложены такситовыми габбро, габброноритами, кварцсодержащими монцодиоритами и гранофирами. По особенностям состава, строения и характера взаимоотношений пород выделяются расслоенная, пегматоидная и эндоконтактовая серии. Характер смены дифференциатов и изменчивость состава пород и минералов иллюстрируется геологической картой и разрезами, приведенными на рис. 4, 5. В целом в направлении от структурного центра к северному контакту массива Кхаокуэ установлена тенденция смены контрастно-дифференцированной серии оливиновых габбро и троктолитов, переслаивающихся с верлитами и анортозитами, более монотонной толщей мелкозернистых оливинсодержащих и безоливиновых габбро, сменяющихся затем пегматоидными и такситовыми габбро, габброноритами, а также прорывающими их гранофирами.

Породы расслоенной, пегматоидной и эндоконтактовой серий четко выделяются по петрохимическим характеристикам (табл. 1, 2). На диаграмме Al_2O_3-MgO фигуративные точки составов пород массива Кхаокуэ располагаются между линиями фракционирования $OI-PI$, $Srx-PI$ (рис. 6). При этом трен-

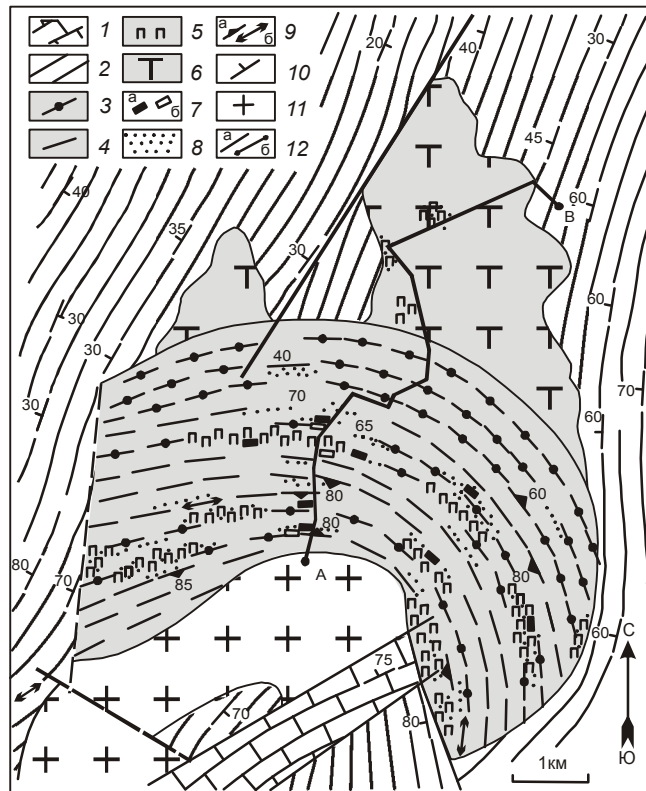


Рис. 4. Схема геологического строения северной части массива Кхаокуэ, по данным [59].

1 – мраморизованные известняки, мраморы и черные сланцы (С–О); 2 – песчаники, алевролиты, кремнистые и глинистые сланцы (О–S); 3–8 – породы массива Кхаокуэ: 3 – оливиновые габбро и троктолиты с прослоями верлитов и анортозитов; 4 – габбро с прослоями клинопироксенитов и анортозитов; 5 – пегматоидные клинопироксениты и габбро; 6 – такситовые биотит-амфиболовые габбро и габбронориты, биотитовые диоритоиды и гранофиры; 7 – установленные выходы перидотитов, клинопироксенитов (а) и анортозитов (б); 8 – установленные выходы обогащенных сульфидами и оксидами пород; 9 – элементы залегания трахитоидности и расслоенности пород массива: а – наклонные, б – вертикальные; 10 – элементы залегания слоистости вмещающих массив метаморфогенно-осадочных толщ; 11 – граниты массива Тамтао; 12 – тектонические нарушения (а) и линии геологических разрезов (б).

ды изменчивости состава пород пегматоидной и эндоконтактовой серий совпадают с линией фракционирования $Srx-PI$, а точки составов пород расслоенной серии группируются в три дифференцированных ряда: троктолит-анортозитовый, верлит-оливиногаббровый, клинопироксенит-габбровый (рис. 6). Эти породы варьируют от среднеглиноземистых верлитов и клинопироксенитов до высокоглиноземистых анортозитов. Обогащенные сульфидами дифференциаты по сравнению с однотипными “безрудными” породными группами характеризуются устойчиво

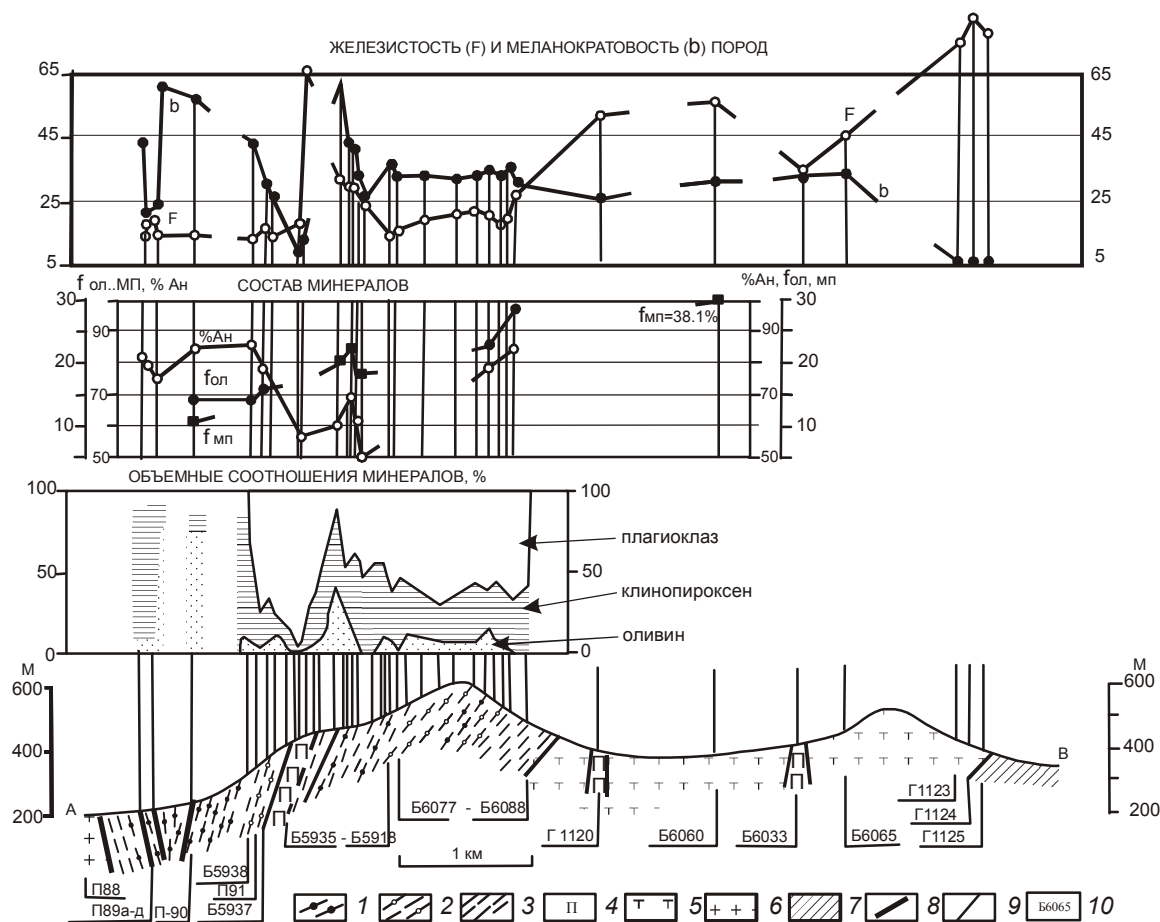


Рис. 5. Геолого-петрографический разрез по линии А–В массива Кхаокуэ (см. рис. 4) от среднего течения р. Тат через вершину 640 м к верховьям р. Шонгдау.

1–5 – породы массива Кхаокуэ: 1 – прослои верлитов, клинопироксенитов и меланогаббро; 2 – оливковые габбро и троктолиты; 3 – оливинсодержащие габбро; 3 – безоливиновые габбро; 4 – пегматоидные пироксениты и габбро; 5 – такситовые биотит-амфиболовые габбро, габбронориты, биотитовые диоритоиды и гранофиры; 6 – граниты; 7 – слюдяные сланцы, кварцевые песчаники и роговики; 8 – зоны, обогащенные сульфидами и оксидами; 9 – тектонические нарушения; 10 – точки отбора проб. Остальные пояснения в тексте.

более повышенными содержаниями Na, K, Fe, иногда Ti и Mn и пониженными – Al, иногда Mg и Ca. Породы пегматоидной серии отличаются по химическому составу от дифференциатов расслоенной серии прежде всего их более высокими титанистостью, железистостью, щелочностью и меньшей глиноземистостью (до низкоглиноземистых). Обогащенные сульфидами и Fe-оксидами породы по сравнению с “безрудными” разновидностями содержат больше Ti, Fe, Na, K, меньше – Mg и Ca. Особенно отчетливо эти различия проявлены в богатых сульфидами такситовых биотит-амфиболсодержащих меланогаббро, характеризующихся железистым и весьма высокотитанистым уклоном с высокими содержаниями P₂O₅ (табл. 2).

По содержанию и распределению элементов-примесей (табл. 3) перидотит-габбровый массив Кха-

окуэ близок к массиву Нуйчуа [28], за исключением более высоких содержаний хрома, пониженных – меди и элементов платиновой группы. В этом массиве не выявлены породы с повышенными содержаниями благородных элементов: концентрации Pt достигают 0,024 г/т, Pd – 0,037 г/т, Ag – 0,96 г/т, Au – 0,034 г/т. Средние содержания других элементов-примесей приведены в таблице 3.

Для перидотит-габбрового массива Кхаокуэ установлена следующая смена минеральных парагенезисов: Ol + Crx ± Pl ± Gr → Ol + Pl + Crx ± Gr ± Ilm → Ol + Pl + Crx ± Mgt ± Ilm → Pl + Crx ± Ol, Mgt, Ilm, Ap. Температуры равновесия оливинов и хромшпинелидов, рассчитанные по методикам П.Л. Редера [60] и Д. Фабри [50], достигают 1070°C. Плаггиоклазы по составу меняются от андезина (An₄₅)

Таблица 1. Представительные химические составы пород верлит-клинопироксенит-троктолит-габбрового массива Кхаокуэ (мас. %).

№ обр. / оксиды	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
<u>Расслоенная серия пород</u>												
Плагноклазсодержащие верлиты												
Б6067	39.75	0.14	6.62	12.73	0.17	26.92	5.88	0.03	0.12	0.06	8.02	100.44
П90	39.17	0.10	6.91	9.72	0.16	28.71	8.32	0.03	0.10	0.14	6.61	99.97
Богатые оливином клинопироксениты (Б5828) и оливиновые меланотроктолиты (Б5927)												
Б5928	38.79	0.22	2.68	23.75	0.20	27.64	4.43	0.70	0.07	0.06	1.53	100.07
Б5927	45.61	0.35	12.04	11.69	0.17	15.12	12.69	1.61	0.10	0.15	0.50	100.03
Оливиновые мезократовые габбро, троктолиты и анортозиты (П89а)												
Б5878	42.05	0.08	18.38	4.93	0.14	16.50	11.95	0.63	0.12	0.17	5.33	100.28
Б5096	45.54	0.13	18.23	6.00	0.15	12.69	14.64	0.39	0.15	0.22	1.90	100.04
Б5874	46.41	0.16	17.99	3.85	0.15	12.33	17.05	0.22	0.09	0.21	1.59	100.05
Б5911	47.37	0.23	15.64	4.04	0.14	12.17	17.71	0.72	0.06	0.20	1.84	100.12
Б5917	46.66	0.19	16.98	3.72	0.14	11.82	17.34	0.86	0.12	0.21	2.04	100.08
Б5926	47.40	0.37	14.77	8.79	0.16	11.54	14.52	1.80	0.12	0.17	0.39	100.03
Б6079	47.06	0.24	17.29	4.75	0.15	10.59	16.52	1.22	0.16	0.21	1.93	100.12
Б6081	47.42	0.31	18.11	4.86	0.15	9.88	16.25	1.68	0.17	0.20	1.04	100.07
Б6085	47.25	0.29	17.13	5.31	0.15	11.30	16.36	0.81	0.14	0.20	1.09	100.03
Б6086	49.14	0.37	17.17	5.51	0.15	8.18	16.56	1.45	0.24	0.22	1.07	100.06
П89а	43.50	0.05	25.33	3.77	0.14	7.88	14.33	1.03	0.59	0.22	3.18	100.02
<u>Рудные оливиновые мелано- (Кр6407) и мезогабброиды (Б6065)</u>												
Кр6407	45.14	0.21	12.38	9.61	0.11	15.76	11.71	0.65	0.25	0.01	2.28	98.11
Б6065	46.40	0.56	16.55	9.13	0.15	7.30	15.70	1.22	0.22	0.03	2.30	99.56
<u>Сульфидно-оксидные руды</u>												
Б5099	39.24	4.42	10.94	23.72	0.26	6.70	7.42	1.80	0.64	0.07	1.90	97.11
Б5100	37.45	4.42	6.38	29.94	0.30	8.58	7.92	0.79	0.38	0.07	0.36	96.59
Б5851-2	30.72	3.03	3.68	37.96	0.21	9.48	6.37	0.08	0.13	0.12	8.53	100.31
Б5855	35.70	2.86	5.66	35.02	0.26	7.62	7.80	0.66	0.61	0.48	3.61	100.28
Б5856	36.30	2.59	4.65	37.20	0.26	9.45	7.67	0.47	0.44	0.31	0.61	99.95
<u>Эндоконтактовая серия пород</u>												
Такситовые мезогабброиды (Б5858, Б6060) и гранофиры (Г1125)												
Б5858	48.38	0.97	12.23	8.35	0.16	7.64	18.93	1.63	0.53	0.27	0.98	100.07
Б6060	46.90	1.02	14.30	12.17	0.18	5.80	11.75	1.89	0.88	0.12	3.40	98.99
Г1125	71.00	0.40	14.39	3.09	0.14	0.49	1.58	2.24	5.64	0.07	0.94	99.98

в такситовых биотит-амфиболовых габброидах из северной эндоконтактовой серии пород интрузива до битовнита (An_{87}) в плагверлитах (табл. 4). В плагноклазах из пород эндоконтактовой фации установлены повышенные содержания калия (до 4.4 % ортоклазового минала) и суммарного железа (до 0.93 % FeO). Оливины варьируют по составу от хризолита до гиалосидерита ($f_{O1} = 12.8-30.5$ %); аномально высокая железистость свойственна оливинам из богатых сульфидами, магнетитом и ильменитом такситовых биотит-амфиболсодержащих меланогабброидов западной части массива ($f_{O1} = 71.5$ %). В целом плагверлиты характеризуются наличием наиболее магнезиального и никелистого оливи-

на по сравнению с оливинами из других типов пород массива (табл. 5). Клинопироксены варьируют по составу от субкальциевых авгитов в плагверлитах до субкальциевых диопсидов в габброидах и клинопироксенитах (табл. 6). В пегматоидных габбро и клинопироксенитах они меняются по составу от диопсидов до салитов, в такситовых биотит-амфиболовых габброидах из эндоконтактовой серии пород интрузива эти минералы представлены исключительно высокожелезистыми, низкотитанистыми и низкоглиноземистыми бесхромистыми салитами (рис. 7). Из рудных минералов диагностированы пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит и ильменит. Эпизодически встречаются хром-

Таблица 2. Средний химический состав групп пород массива Кхаокуэ, пересчитанный на сухую основу (мас. %).

Мг/п/ оксиды, параметры	1		2		3		4		5		6		7		8	
	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S
SiO ₂	43.91	3.28	48.08	1.04	47.65	0.90	46.86	1.23	45.11	1.05	47.15	2.04	50.86	48.78	1.62	
TiO ₂	0.18	0.08	0.26	0.08	0.30	0.25	0.28	0.24	1.12	0.22	1.59	0.95	0.45	1.22	0.30	
Al ₂ O ₃	5.72	2.11	12.19	1.99	17.86	1.93	23.99	2.81	10.97	1.69	15.36	1.98	22.16	13.35	2.90	
Fe ₂ O ₃	12.39	4.78	7.06	2.17	5.42	2.28	3.70	1.15	12.65	1.64	13.01	3.46	7.22	13.8	2.37	
MnO	0.18	0.01	0.15	0.03	0.15	0.02	0.15	0.01	0.17	0.01	0.17	0.01	0.15	0.18	0.02	
MgO	27.75	5.61	15.33	1.69	10.45	2.08	6.02	2.03	7.51	1.48	4.82	2.03	1.48	4.60	2.06	
CaO	9.45	4.80	15.87	2.01	16.57	1.65	17.21	1.25	20.76	0.95	14.52	3.59	11.95	14.63	4.05	
Na ₂ O	0.19	0.28	0.70	0.44	1.16	0.48	1.28	0.52	0.95	0.39	2.11	1.04	2.76	1.83	0.37	
K ₂ O	0.09	0.03	0.17	0.14	0.24	0.23	0.29	0.16	0.50	0.28	0.90	0.41	2.43	1.25	0.77	
P ₂ O ₅	0.14	0.09	0.19	0.07	0.20	0.06	0.22	0.04	0.26	0.12	0.36	0.19	0.58	0.37	0.22	
п	8	19	62	8	7	2	6									

Примечание. 1–4 – расслоенная серия пород: 1 – плагиоверлиты и богатые оливином клинопироксениты, 2 – плагиоироксениты, меланотроктолиты и оливиновые меланогаббро, 3 – оливиновые мезогаббро, троктолиты и безоливиновые габбро, 4 – оливиновые лейкогаббро и анортозиты; 5 – пегматоидные клинопироксениты; 6 – пегматоидные мезогаббро; 7 – пегматоидные лейкогаббро; 8 – такситовые мезогаббро из эндоконтактовой фации пород массива. X – средние содержания, S – среднеквадратичные отклонения, п – число определений.

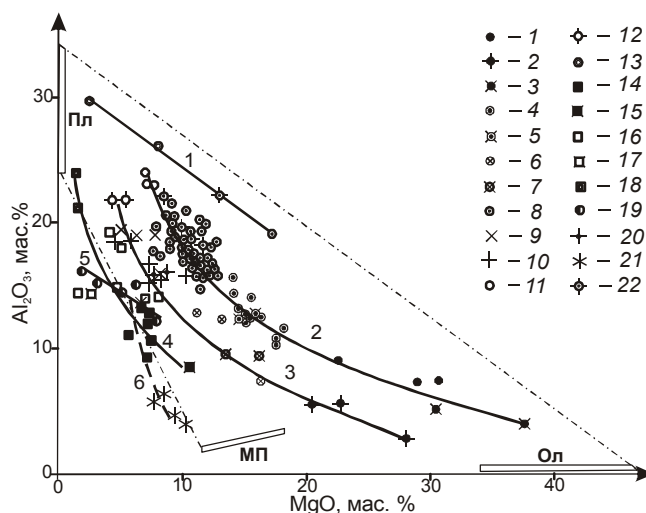


Рис. 6. Химический состав пород массива Кхаокуэ в координатах Al₂O₃ – MgO в мас. %, пересчитанных на сухую основу.

1–13 – расслоенная серия пород: 1 – верлиты, 2 – верлиты и богатые оливином клинопироксениты, 3 – рудные верлиты, 4 – оливиновые меланогаббро, 5 – рудные оливиновые меланогаббро, 6 – оливиновые клинопироксениты и меланогаббро, 7 – рудные клинопироксениты, 8 – оливиновые мезократовые габбро и троктолиты, 9 – мезогаббро, 10 – рудные мезогаббро, 11 – оливиновые лейкогаббро, 12 – лейкогаббро, 13 – анортозиты. 14–18 – пегматоидная серия пород: 14 – клинопироксениты; 15 – рудные клинопироксениты; 16 – мезогаббро; 17 – рудные мезогаббро; 18 – лейкогаббро. 19 – такситовые габброиды из эндоконтактовой серии пород плутона; 20 – дайки мелкозернистых габбро и диабазов; 21 – рудные такситовые биотит-амфиболсодержащие меланогабброиды; 22 – рудные оливиновые мезогаббро и троктолиты.

На диаграмме отражены вариации состава порообразующих минералов (Ол – оливин, Пл – плагиоклаз, МП – клинопироксен). Сплошными и пунктирными жирными линиями показаны тренды изменчивости состава следующих рядов пород: троктолит-анортозитового (1), верлит-оливиногаббрового (2), клинопироксенит-габбрового (3), пегматоидных пироксенитов и габбро (4), габброидов эндоконтактовой серии пород (5), такситовых меланогабброидов (6).

шпинелиды, мельниквит-пирит и апатит. Обогащенные рудными минералами (преимущественно сульфидами) породы развиты в средней и верхней частях разрезов расслоенной перидотит-габбровой серии Кхаокуэ.

ПЕТРОГРАФИЯ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КВАРЦДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТНОЙ СЕРИИ МАССИВА ТАМТАО

Главный объем массива Тамтао (более 90 об.%) сложен биотитовыми гранодиоритами, в которых изредка наблюдаются зерна резорбированного граната пироп-альмандинового состава. Кроме того, в строении массива Тамтао принимают участие кварцсодер-

Таблица 3. Средние содержания элементов-примесей в группах пород массива Кхаокуэ, г/т.

№ п/п	Элемент/параметр	Ni	Co	Cu	Cr	V	Ni/Co	Ni/Ni+Cu	S _{общ.}	n
1	X	1050	102	350	1521	90	10.6	0.8	5800	7
	S	831	46	500	1237	46	5.6	0.09	4000	
2	X	784	63	558	965	212	10.9	0.62	3990	24
	S	688	26	556	435	74	6	0.09	5540	
3	X	395	47	304	539	150	7.5	0.57	4870	63
	S	632	21	427	337	54	5.9	0.16	5655	
4	X	101	30	54	134	63	3.8	0.64	750	7
	S	44	10	23	51	38	2.2	0.13	289	
5	X	344	63	307	173	-	4.7	0.53	-	7
	S	615	23	570	220	-	6.2	0.9	-	
6	X	73	39	57	101	-	2	0.53	-	4
	S	32	15	36	133	-	1	0.07	-	
7	X	133	61	292	142	230	2,0	0.5	10900	6
	S	198	22	511	165	240	2.8	0.19	15414	
8	X	154	53	275	36	-	2.9	0.36	-	2
9	X	392	190	426	210	184	2	0.51	20800	6
	S	207	82	264	132	21	1	0.16	3960	
10	X	1310	92	1447	250	175	9.6	0.52	9950	2
11	X	334	82	311	167	250	3.9	0.55	-	4
	S	279	48	274	160	-	1.8	0.11	-	
12	X	27	12	27	20	-	2.3	0.5	-	3
	S	5	1	1	16	-	0.4	1	-	

Примечание. Расслоенная серия пород: 1 – плагиоклазсодержащие верлиты и обогащенные оливином клинопироксениты; 2 – оливиновые клинопироксениты, меланогаббро и меланотроктолиты; 3 – оливиновые мезогаббро, троктолиты и безоливиновые мезогаббро; 4 – оливиновые лейкогаббро и анортозиты. Пегматоидная серия пород: 5 – оливиновые клинопироксениты и меланогаббро; 6 – мезогаббро; 7 – рудные мезогаббро; 8 – лейкогаббро; 9 – рудные такситовые биотит-амфиболовые меланогаббро; 10 – дайки мелкозернистых габбро; 11 – такситовые биотит-амфиболовые габброиды из эндоконтактовой фации пород плутона; 12 – биотитовые граунофиры из эндоконтактовой фации пород плутона. X – средние содержания, S – среднеквадратичные отклонения, n – число определений, прочерк – отсутствие определения.

Таблица 4. Средний химический состав плагиоклазов из групп пород массива Кхаокуэ (мас.%).

№п/п / оксиды, миналы	1		2		3		4	5		6	
	X	S	X	S	X	S	X	X	S	X	S
CaO	14.15	3.80	17.01	0.30	15.08	2.46	15.75	11.12	0.53	14.46	2.92
Na ₂ O	3.32	2.06	1.75	0.19	2.92	1.35	2.46	5.28	0.24	3.24	1.64
K ₂ O	0.24	0.34	0.03	0.02	0.05	0.05	0.09	0.14	0.08	0.10	0.15
FeO	0.40	0.39	0.01	0.01	0.02	0.02	0.06	0.08	0.04	0.09	0.21
An, %	70.0	18.9	84.1	1.6	73.9	12.1	77.5	54.5	1.7	71.1	14.5
Ab, %	28.5	17.3	15.7	1.7	25.8	11.9	22.0	44.7	1.3	28.3	14.0
Or, %	1.5	2.0	0.2	0.1	0.3	0.3	0.5	0.8	0.5	0.6	0.9
Число анализов	4		3		10		2	3		23	

Примечание. 1 – плагиоклазсодержащие верлиты; 2 – оливиновые меланогаббро и клинопироксениты; 3 – оливиновые мезогаббро; 4 – пегматоидные клинопироксениты; 5 – пегматоидные рудные мезогаббро; 6 – объединенная выборка. X – средние содержания, S – среднеквадратичные отклонения. An – анортит, Ab – альбит, Or – ортоклаз.

Таблица 5. Средний химический состав оливинов из групп пород массива Кхаокуэ (мас.%).

№ п/п	Оксиды/ параметры	FeO	MgO	CaO	NiO	Ni, г/т	f _{Ол}	n
1	X	14.36	44.92	0.02	0.18	1420.00	15.18	4
	S	1.98	1.56	0.01	0.06	501.10	2.25	
2	X	19.63	41.96	0.02	0.11	869.00	20.80	5
	S	3.81	2.53	0.01	0.04	277.87	4.15	
3	X	17.93	41.95	0.04	0.09	699.11	19.49	18
	S	4.65	3.89	0.02	0.04	329.97	5.53	
4	X	17.93	42.49	0.04	0.08	614.20	19.04	5
	S	1.92	2.10	0.03	-	500.79	2.45	
5	X	55.81	12.41	0.03	-	-	71.45	2

Примечание. 1 – плагиоклазсодержащие верлиты; 2 – оливиновые меланократовые габбро и троктолиты; 3 – оливиновые мезократовые габбро и троктолиты; 4 – рудные оливиновые мезогаббро; 5 – рудные такситовые меланогаббро. n – число определений, X – средние содержания, S – среднеквадратичные отклонения (для выборок с n>3), прочерк – отсутствие определения, f_{Ол} – железистость.

Таблица 6. Средний химический состав клинопироксенов из групп пород массива Кхаокуэ (мас.%).

№п/п, параметры / оксиды, миналы	1		2	3		4	5	6	
	X	S	X	X	S	X	X	X	S
SiO ₂	52.09	0.36	52.61	51.96	1.53	51.45	51.68	51.98	1.01
TiO ₂	0.51	0.29	0.55	0.79	0.37	0.38	0.06	0.55	0.36
Al ₂ O ₃	2.84	0.21	2.38	2.83	1.38	2.59	0.48	2.45	1.16
Cr ₂ O ₃	0.66	0.33	0.40	0.15	0.10	0.04	0.01	0.27	0.30
FeO	5.44	1.30	5.46	6.39	0.98	9.38	15.32	7.53	3.78
MgO	16.94	1.33	16.14	15.38	0.63	12.77	8.89	14.73	2.83
CaO	21.15	1.48	21.68	21.86	0.87	22.62	23.28	21.93	1.22
Na ₂ O	0.32	0.06	0.31	0.36	0.14	0.33	0.25	0.32	0.1
Wo, %	43.2	3.4	44.8	45.3	1.7	47.4	48.9	45.4	2.8
En, %	48.1	3.1	45.2	44.3	1.2	37.2	25.9	42.2	7.7
Fs, %	8.7	2.1	10.0	10.4	1.6	15.4	25.2	12.4	6.2
f	15.2	3.5	15.9	18.9	2.5	28.8	40.4	22.7	12.6
Число анализов	4		2	6		2	2	16	

Примечание. 1 – плагиоклазсодержащие верлиты; 2 – оливиновые меланогаббро; 3 – оливиновые мезогаббро; 4 – пегматоидные клинопироксениты; 5 – такситовые биотит-амфиболовые габбронориты из зоны эндоконтакта пород плутона; 6 – объединенная выборка. Wo – волластонит, En – энстатит, Fs – ферросилит, f – железистость. X – средние содержания, S – среднеквадратичные отклонения (для выборок с числом анализов больше трех).

жащие биотитовые диориты, как правило, приуроченные к эндоконтактовым зонам. Меланограниты, граниты и лейкограниты имеют подчиненное значение (менее 5 об.%). Это позволяет рассматривать гранодиориты (главная интрузивная фаза) в качестве исходного расплава при формировании трещинной интрузии Тамтао. Гранодиориты выглядят макроскопически как серые среднезернистые огнейсованные породы, которые под микроскопом обнаруживают порфириовидную и местами призматическизернистую структуру. Порфириовидность наиболее четко выражена за счет наложенного катаклаза, преобразующего межзерновое пространство вокруг вкрапленников полевых шпатов в микрогранитный агрегат с облач-

ным погасанием кварца. Структура обусловлена присутствием идиоморфных длиннопризматических зерен плагиоклаза (50 %), которые совместно с крупными порфириобластами более ксеноморфного калишпата (15–20 %) и длинночешуйчатым биотитом (15 %) ориентированы в одном направлении, подчеркивая сланцеватую текстуру пород. Микронзондовые анализы биотита и калиевого полевого шпата представлены в таблицах 7 и 8. Биотит слагает субпараллельные пластически деформированные чешуйки, ориентированные по направлению сланцеватости пород, и совместно с основной тканью пород образует струйчатое распределение минерального агрегата, обтекающего более ранние кристаллические фазы.

Для среднезернистого плагиоклаза характерны фенокристы длиннопризматического габитуса, слагающие простые двойники с полисинтетическим строением зерен олигоклаз-андезинового состава. Кварц представлен ксеноморфными зернами (25–30 %), которые присутствуют исключительно в межзерновом

пространстве. Среди аксессуарных минеральных фаз повсеместно встречаются циркон, турмалин и гранат.

По петрохимическим характеристикам гранитоиды Тамтао отвечают породам нормальной щелочности с преобладанием калия над натрием (табл. 9). Коэффициент алкаитности практически постоянен (0.52–0.57), незначимо повышаясь с ростом кремнекислотности. Уровень общей щелочности слабо растет при переходе от кварцевых диоритов к гранодиоритам (от 6.5 до 7.1–7.3 % ΣK_2O+Na_2O), затем падает с ростом кремнекислотности. Характерной чертой гранитоидов являются повышенные концентрации глинозема, что находит свое отражение в составе биотита и наличии аксессуарного граната. Кварцевые диориты недосыщены глиноземом ($A/CNK = 0.97$), для гранодиоритов главной фазы характерен корунд-нормативный состав ($A/CNK = 1.08–1.15$, рис. 8). Содержания типоморфных редких щелочных и щелочноземельных элементов находятся на уровне, типичном для гранитоидов S-типа [64]. Повышенные концентрации бария (до 720 г/т в гранодиоритах) в совокупности с низкой известковистостью пород (2.0–2.4 % CaO в гранодиоритах главной фазы) также подтверждают ультраметаморфогенную природу гранитоидов [32]. По значениям индикаторных геохимических отношений ($K/Rb = 150–175$; $Rb/Sr = 1.78–1.9$; $Sr/Ba = 0.17–0.2$) гранодиориты главной фазы массива Тамтао отвечают высокоглиноземистым гранитоидам палингенного происхождения.

Характерной чертой гранитоидов массива Тамтао являются повышенные концентрации высокозарядных элементов-примесей (Zr – до 378 г/т; Hf – до 10 г/т; Nb – до 25 г/т) и Th (до 36 г/т). Формально по этим показателям рассматриваемые породы приближаются к гранитам А-типа [64]. Однако концентрации редкоземельных элементов выше кларковых ($\Sigma PЗЭ = 225 – 270$ г/т), а спектры их распределения имеют асимметричную форму с $(La/Yb)_N$ отношением от 10 до 12 и $Eu/Eu^* = 0.47–0.55$, что типично для гранитоидов анатектического генезиса (рис. 9). На мультиэлементных диаграммах (рис. 10) наблюдаются

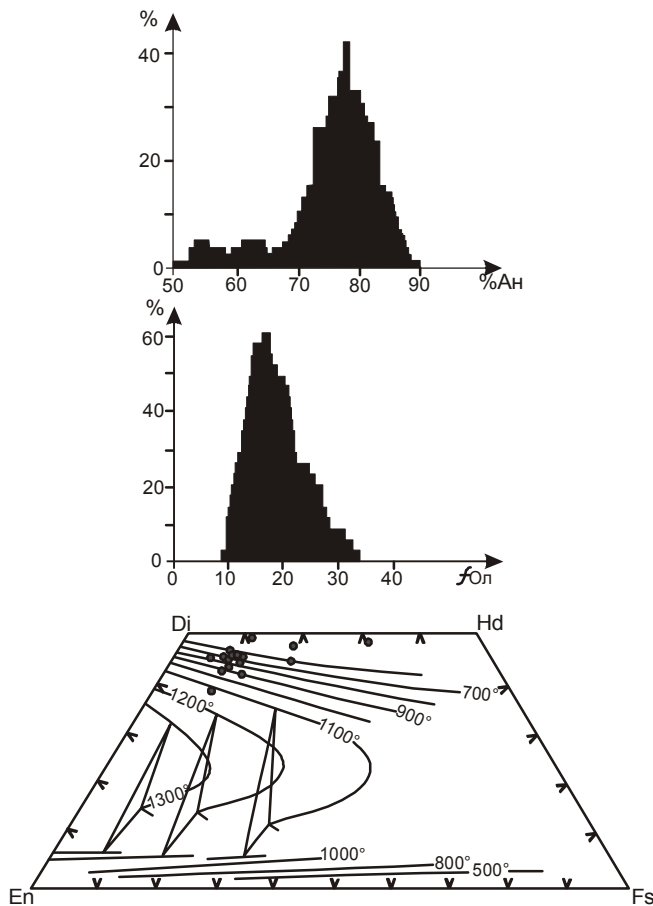


Рис. 7. Характер распределения составов плагиоклазов ($n = 79$ ан.), оливинов ($n = 32$ ан.) и клинопироксенов ($n = 16$ ан.) из пород массива Кхаокуэ. Пироксены пересчитаны по методу Д.Х. Линдсли [57] в координаты Wo–En–Fs. На диаграмме нанесены изотермы для $P = 5$ кбар.

Таблица 7. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические коэффициенты калиевых полевых шпатов из гранитоидов массива Тамтао.

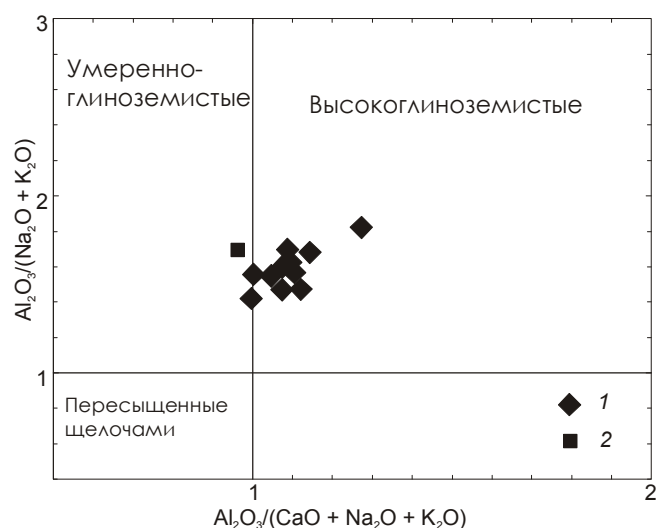
№ п/п	№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	Сумма
1	H1531/1	65.03	18.84	0.16	1.72	13.61	0.62	99.98
2	H1531/2	64.45	18.80	0.14	1.40	14.29	0.93	100.00
Кристаллохимические коэффициенты								
№ п/п	№ обр.	Si	Al	Ca	Na	K	Ba	Сумма
1	H1531/1	2.988	1.021	0.008	0.154	0.794	0.011	4.976
2	H1531/2	2.980	1.022	0.006	0.128	0.844	0.017	4.997

Таблица 8. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические коэффициенты биотитов из гранитоидов массива Тамтао.

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Сумма
1	Н-1531/1, край	36.94	2.86	15.27	18.74	0.12	11.89	0.10	9.30	4.50	99.73
2	Н-1531/1, центр	35.16	4.44	14.63	25.24	0.17	7.40	0.10	9.38	4.50	101.01
3	Н-1531/1, центр	34.86	4.44	14.51	25.25	0.18	7.19	0.11	9.24	4.50	100.27

Кристаллохимические коэффициенты												
№п/п	№ обр.	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Na	K	Сумма	f, %	l, %
1	Н-1531/1, край	2.773	0.162	1.353	1.177	0.009	1.330	0.018	0.893	9.970	46.9	35.1
2	Н-1531/1, центр	2.698	0.258	1.328	1.619	0.009	0.849	0.018	0.904	9.989	65.6	35.0
3	Н-1531/1, центр	2.698	0.260	1.321	1.633	0.014	0.828	0.019	0.912	10.011	66.4	34.9

Примечание. $l = \frac{Al}{Mg + Fe + Al}$ (ф.ед.)·100 % – глиноземистость, $f = \frac{Fe}{Mg + Fe}$ (ф.ед.)·100% – железистость.

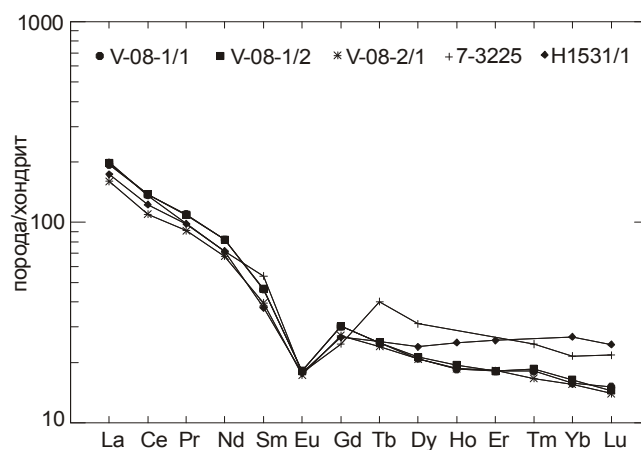
**Рис. 8.** Диаграмма “Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O – Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O (мол. кол-ва)” для гранитоидов массива Тамтао.

1 – гранодиориты, 2 – кварцевый диорит.

ся минимумы по Sr, Ba, Nb и Ti, незначительно углубляющиеся по мере роста кремнекислотности пород. Повышенные концентрации высокозарядных элементов, вероятнее всего, отражают специфику состава коровых протолитов, за счет которых произошло выплавление гранитоидов Тамтао.

⁴⁰AR/³⁹AR ДАТИРОВАНИЕ

В качестве объекта для геохронологического изучения Ar-Ar-изотопным методом был выбран об-

**Рис. 9.** Спектры распределения редкоземельных элементов в гранитоидах массива Тамтао. Номера проб соответствуют табл. 9. Для нормирования графиков использованы данные [44].

разец кварцсодержащего биотитового диорита из крупного (10x10 м) ксеноблока в эндоконтактной зоне трещинной интрузии Тамтао (рис. 3). В возрастном спектре биотита (табл. 10, рис. 11), выделенного из кварцевого диорита Н-1531/1, наблюдается четкое плато, которому соответствует 93.5 % выделенного ³⁹Ar и значение возраста 250.5 ± 3.2 млн лет. Полученная дата соответствует времени закрытия K/Ar изотопной системы биотита при остывании кварцевых диоритов до температур 330–360°C [54]. Учитыв-

Таблица 9. Содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов в представительных пробах гранитоидов массива Тамтао.

Компоненты/ № пробы	V-08-1/1	V-08-1/2	V-08-2/1	H1531/1	7-7764/1	7-6240	7-3225	7-3222	7-3212
SiO ₂	66.72	66.65	66.27	62.68	64.52	68.00	68.32	67.54	68.60
TiO ₂	0.76	0.77	0.83	1.10	0.98	0.59	0.30	0.30	0.57
Al ₂ O ₃	14.72	14.85	14.88	14.74	15.06	14.34	14.05	13.78	14.53
Fe ₂ O ₃	5.76	5.82	6.32	8.11	7.17	5.15	5.83	6.01	3.98
MnO	0.08	0.08	0.08	0.10	0.08	0.08	0.07	0.07	0.06
MgO	1.35	1.37	1.47	2.08	1.48	0.89	1.04	1.04	0.83
CaO	2.37	2.33	2.62	3.59	1.99	2.26	2.17	2.66	2.42
Na ₂ O	2.43	2.47	2.53	2.85	2.58	2.50	2.46	2.50	2.46
K ₂ O	4.73	4.84	4.38	3.69	3.68	4.50	4.00	4.40	4.92
P ₂ O ₅	0.18	0.18	0.20	0.20	0.13	0.19	0.22	0.23	0.20
П.п.п.	0.98	0.46	0.48	0.90	1.92	1.16	1.14	1.16	1.05
Сумма	100.07	99.83	100.06	100.04	99.59	99.66	99.60	99.69	99.62
F	1500	1400	1200	-	-	-	-	-	-
B	23	22	15	-	-	-	-	-	-
Li	39	40	41	-	39	34	50	49	100
Rb	225	241	233	110	167	220	227	220	335
Cs	10.5	11.0	11.1	-	6.9	6.5	9.8	8.7	17.9
Cu	17	29	21	154	22	22	33	40	36
Zn	120	110	100	-	500	150	780	620	900
Ge	1.5	2.2	2	-	-	-	-	-	-
Mo	1.7	1.8	2.9	-	-	-	-	-	-
Ag	0.094	0.13	0.14	-	-	-	-	-	-
Sn	4.2	4.9	3.5	-	-	-	-	-	-
Tl	1.3	1.7	1.4	-	-	-	-	-	-
Pb	27	36	31	-	-	-	-	-	-
Be	5	5	4	-	-	-	1.7	2.6	-
Ga	30	27	22	-	-	-	-	-	-
Sr	126	124	120	180	125	125	100	101	50
Ba	698	723	601	950	567	670	516	533	375
Co	14	13	13	16	-	-	-	-	-
Cr	61	53	58	37	65	52	48	62	38
Ni	19	18	19	23	13	11	13	9	3
Sc	17	19	18	-	-	-	-	-	-
V	56	56	63	95	-	-	-	-	-
W	0.68	0.73	0.51	-	-	-	-	-	-
Y	41	40	39	65	48	40	49	40	43
Zr	304	293	345	378	279	219	263	252	229
Nb	21	22	23	21	19	16	25	23	23
Hf	8.3	8.3	9.8	9.9	-	-	8.5	-	-
Ta	1.53	1.67	1.68	1.4	-	-	1.45	-	-
Th	30	30	27	31	-	-	36	-	-
U	5.0	4.1	3.9	3.8	-	-	4.5	-	-
La	60	61	50	54.0	-	-	62	-	-
Ce	111	112	89	99.0	-	-	110	-	-
Pr	13.4	13.3	11.1	12.0	-	-	-	-	-
Nd	49	49	40	43.0	-	-	43	-	-
Sm	9.0	9.1	7.7	7.3	-	-	10.5	-	-
Eu	1.33	1.33	1.27	1.3	-	-	1.3	-	-
Gd	7.8	7.8	7.0	6.9	-	-	6.4	-	-
Tb	1.19	1.19	1.13	1.2	-	-	1.9	-	-
Dy	6.7	6.8	6.7	7.7	-	-	10	-	-
Ho	1.33	1.39	1.34	1.8	-	-	-	-	-
Er	3.8	3.8	3.8	5.4	-	-	-	-	-
Tm	0.59	0.60	0.54	-	-	-	0.8	-	-
Yb	3.3	3.4	3.3	5.6	-	-	4.5	-	-
Lu	0.49	0.46	0.45	0.8	-	-	0.7	-	-

Примечание. Петрогенные элементы – мас. %, остальные – г/т, прочерк – отсутствие надежных данных.

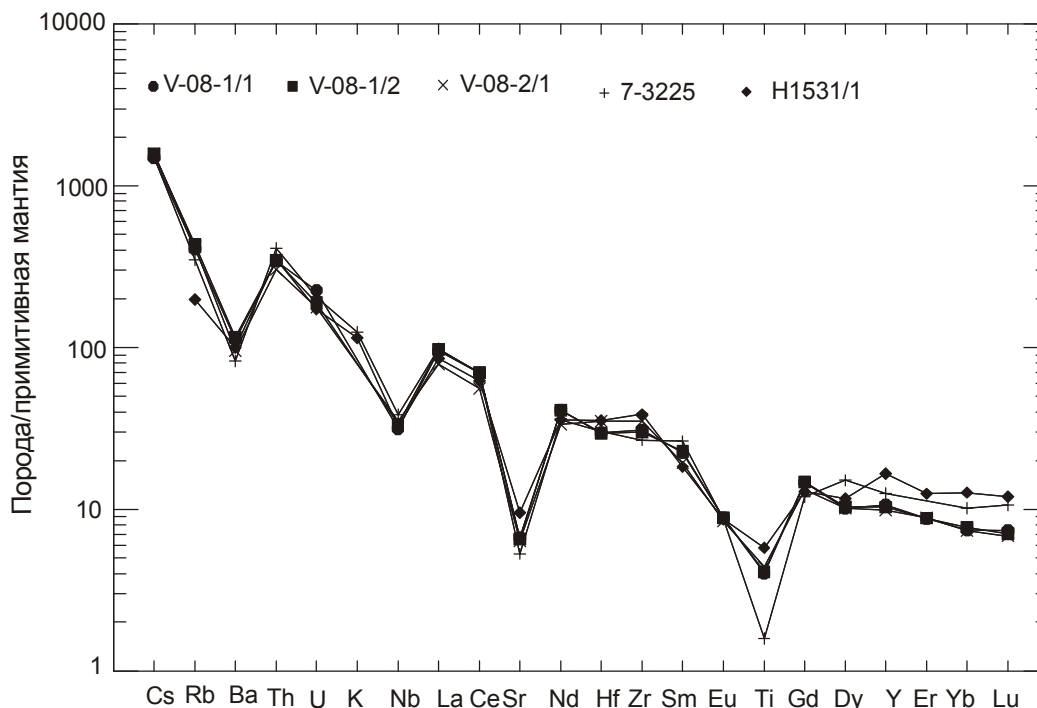


Рис. 10. Мультиэлементные диаграммы для гранитоидов массива Тамтао.

Номера проб соответствуют табл. 9. Для нормирования графиков использованы данные [33].

вая, что на гиабиссальной фации глубинности остывание магматических тел происходит очень быстро, можно предположить, что формирование кварцдиорит-гранодиорит-гранитного массива Тамтао произошло 250.5 ± 3.2 млн лет назад.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Оценка первичного состава и механизм дифференциации расслоенной перидотит-габбровой серии Кхаокуэ

Состав родоначальной магмы для расслоенных габброидов массива Кхаокуэ был получен с помощью математического моделирования фракционной кристаллизации по программе КОМАГМАТ 3.5 [1, 2, 19, 42]. Программа КОМАГМАТ позволяет моделировать динамику формирования расслоенных интрузивов базитового состава при давлении до 12 кбар для водосодержащих и безводных расплавов при заданных параметрах фугитивности кислорода. Эта программа разработана с учетом особенностей состава и физико-химических условий образования пород от примитивных базальтов до дацитов, включая широкий спектр составов от высокомагнезиальных и ферробазальтовых (условно “толеитовых” систем) до высокоглиноземистых с варьирующими отношениями $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ (45–60 % SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ < 4–5 %). Главной целью математического моделирования в

настоящей статье являлось нахождение путем серии расчетов таких условий фракционирования, при которых модельные тренды эволюции содержаний главных и примесных элементов в минералах и расплаве отвечали бы реальным химическим составам пород. На вариационных диаграммах (рис. 12) показана точка состава родоначального расплава, реальные и расчетные составы пород расслоенной габбро-перидотитовой серии массива Кхаокуэ.

Согласно проведенному математическому моделированию, родоначальный расплав массива Кхаокуэ отвечал по составу пикробазальту (18 % MgO , 9 % FeO , $\text{Mg}\# = 78$) (рис. 12). Моделирование проводилось в режиме формирования расслоенного габброидного массива гиабиссальной фации глубинности при следующих параметрах системы: давление 1–3 кбар, содержание воды в расплаве 0.5 мас. %, буфер QFM. Полученные модельные кумуляты образуют тренд составов, соответствующий тренду составов пород расслоенной серии. Магнезиальность ($\text{Mg}\#$) модельных кумулятов в процессе кристаллизационной дифференциации снижается от 86.7 до 32.2, содержание MgO – от 30.3 % до 5.3 %. Состав пород расслоенной серии варьирует от 31.1 % до 1.5 % MgO ; $\text{Mg}\# = 86.9$ –23.9. Согласно этой модели, в процессе формирования расслоенной серии наблюдается последовательность минералообразования, соответствующая перидотит-габ-

Таблица 10. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований биотита из кварцевого диорита массива Тамтао (обр. Н-1531/1).

T°C	t (min)	$^{40}\text{Ar}(\text{STP})$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\sum^{39}\text{Ar} (\%)$	Возраст, (млн лет) $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
500	10	4.20×10^{-9}	24.40	0.13	0.2441	0.0064	0.0001	0.0001	0.0412	0.0024	0.00	0.4	113.8	6.7
600	10	32.26×10^{-9}	36.33	0.04	0.1986	0.0009	0.1448	0.0303	0.0455	0.0007	0.52	2.4	207.3	3.2
650	10	58.58×10^{-9}	33.08	0.03	0.1686	0.0003	0.0200	0.0020	0.0201	0.0002	0.10	6.5	243.3	3.2
700	10	123.0×10^{-9}	29.15	0.02	0.1536	0.0002	0.0172	0.0058	0.0036	0.0002	0.06	16.1	251.4	3.3
750	10	144.6×10^{-9}	28.84	0.02	0.1538	0.0003	0.0189	0.0018	0.0026	0.0002	0.07	27.6	251.1	3.3
800	10	121.3×10^{-9}	28.86	0.02	0.1533	0.0002	0.0239	0.0128	0.0028	0.0002	0.09	37.2	250.7	3.3
850	10	62.99×10^{-9}	29.25	0.03	0.1544	0.0003	0.0353	0.0124	0.0042	0.0006	0.13	42.1	250.7	3.6
900	10	59.37×10^{-9}	29.66	0.03	0.1591	0.0003	0.0460	0.0122	0.0053	0.0003	0.17	46.7	251.2	3.3
950	10	73.44×10^{-9}	29.47	0.02	0.1559	0.0003	0.0529	0.0113	0.0049	0.0006	0.19	52.4	250.5	3.5
1000	10	103.7×10^{-9}	29.04	0.04	0.1512	0.0003	0.0280	0.0050	0.0038	0.0002	0.10	60.5	249.8	3.3
1050	10	202.1×10^{-9}	28.66	0.02	0.1501	0.0001	0.0146	0.0026	0.0023	0.0002	0.05	76.6	250.3	3.3
1100	10	205.9×10^{-9}	28.57	0.02	0.1492	0.0001	0.0070	0.0027	0.0022	0.0001	0.03	93.1	249.9	3.2
1150	10	88.18×10^{-9}	29.25	0.02	0.1493	0.0004	0.0554	0.0085	0.0045	0.0004	0.20	100.0	249.8	3.4

Примечание. * – параметр, характеризующий интегральный нейтронный поток. Возраст плато ($700-1150^\circ\text{C}$) = 250.5 ± 3.2 млн лет (включая J). Интегральный возраст = 248.8 ± 3.2 млн лет (включая J).

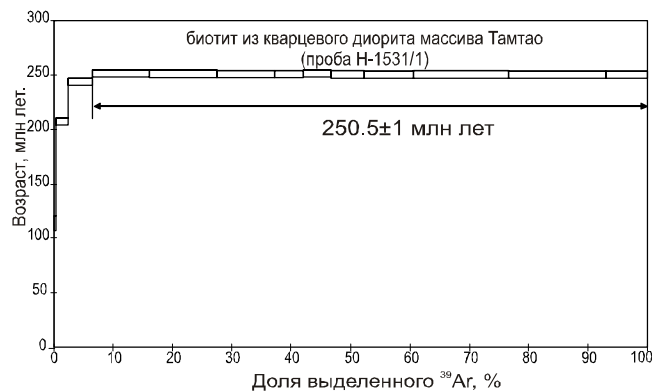


Рис. 11. Возрастной $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ спектр биотита из кварцевого диорита массива Тамтао.

бровому тренду кристаллизации ликвидусных минералов: $\text{Ol} \rightarrow \text{Pl} \rightarrow \text{Crx} \rightarrow \text{Orx}$. Составы минералов из пород расслоенной серии массива Кхаокуэ варьируют в пределах: оливин – $\text{Fo}_{87} - \text{Fo}_{75}$, плагиоклаз – $\text{An}_{89} - \text{An}_{51}$, клинопироксен – $\text{En}_{48-26} \text{Fs}_{25-9} \text{Wo}_{49-43}$. Составы минералов, полученные в результате моделирования, исходя из состава родоначального расплава, близки к составам минералов из пород массива Кхаокуэ: оливин – Fo_{93-74} , плагиоклаз – An_{91-71} , клинопироксен – $\text{En}_{41-35} \text{Fs}_{20-7} \text{Wo}_{47-45}$. Проведенные модельные расчеты позволяют утверждать, что при 80 %-фракционировании пикробазальтового расплава конечным продуктом являются монцодиориты, а в предельных случаях – гранофиры, если судить по вариационным графикам (рис. 12). Состав родоначального пикробазальтового расплава приведен на этом же рисунке. Здесь важно подчеркнуть, что существует отчетливое несоответствие химического состава кварцсодержащих монцодиоритов и гранофилов массива Кхаокуэ с составом прорывающих их гранодиоритов массива Тамтао (см. ниже).

Оценка состава протолитов и механизм формирования гранодиорит-меланогранит-гранитной серии Тамтао

Для объяснения генезиса гранодиоритовых магм в петрологии используются несколько механизмов: 1) дифференциация базитовых расплавов; 2) ассимиляция базитовых расплавов веществом континентальной коры с последующей дифференциацией гибридных магм; 3) смешение в разных пропорциях мантийных и коровых магм; 4) плавление коровых субстратов.

Дифференциация базитовых магм. В предыдущем разделе были рассмотрены возможные пути кристаллизационной дифференциации пикробазальтовой магмы, вероятнее всего, отвечающей родона-

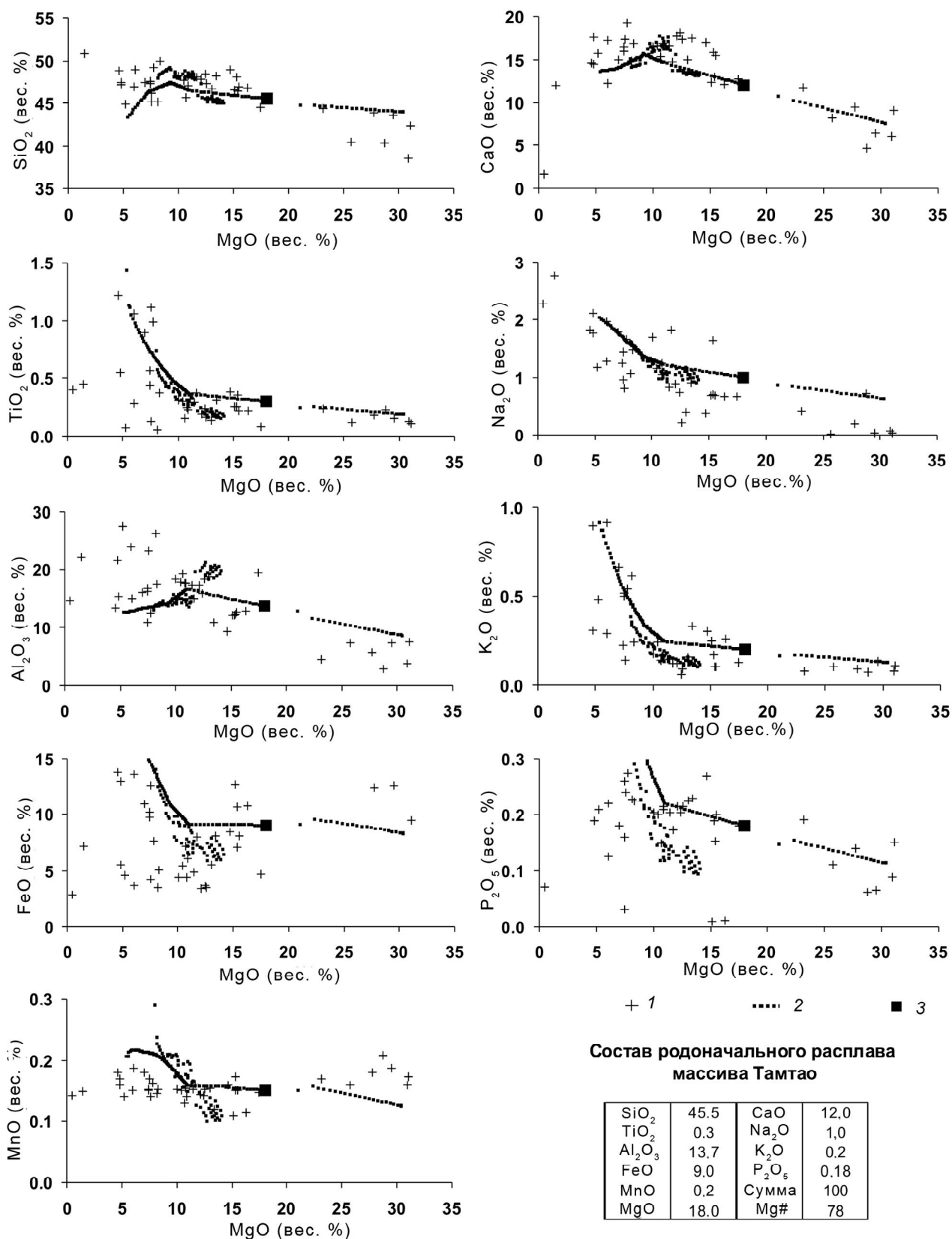


Рис. 12. Вариационные диаграммы распределения петрогенных элементов в породах массива Кхаокуэ.

1 – породы расслоенной серии массива Тамтао; 2 – составы кумулятивных фаз, полученные путем моделирования формирования расслоенного интрузива, исходя из состава модельного родоначального расплава по программе КОМАГМАТ 3.5 [42] при 0.5 % H₂O, P = 1–3 кбар, буфере QFM, 3 – состав модельного родоначального расплава массива Кхаокуэ.

чальному расплаву перидотит-габбрового массива Кхаокуэ. Показано, что при осаждении кумулюсных парагенезисов, отвечающих породам серии массива Кхаокуэ, состав остаточного расплава отвечает монцодиоритам (80 % закристаллизованности магмы) и резко отличается от рассматриваемых гранодиоритов трещинной интрузии Тамтао.

Контаминация базитовых магм веществом континентальной коры и/или смешение мантийных и коровых магм. Эти модели не могут быть приняты, учитывая монотонность (однородность) гранодиоритовой интрузии Тамтао, где отсутствуют макро- и микровключения мафического состава. В пользу этого вывода также свидетельствуют: 1) резкое отличие химического состава кварцевых монцодиоритов дифференцированной габброидной серии Кхаокуэ от гранодиоритов главной фазы Тамтао; 2) автономность их внутрикамерной дифференциации, приводящая, с одной стороны, к гранофирам Кхаокуэ, а с другой – к аплитам Тамтао. Эти “предельные” дифференциаты при равной кремнекислотности резко отличаются по петрогеохимическим параметрам.

Плавление континентальной коры является наиболее приемлемым механизмом для объяснения генезиса гранитоидов массива Тамтао. В пользу их “автономно-корового” происхождения свидетельствуют минеральный состав пород (наличие высокоглиноземистого биотита и спорадически-акцессорного граната), петрохимические особенности (калиевая специализация щелочей, повышенная глиноземистость, низкие содержания кальция), а также изотопный состав неодима $\varepsilon_{Nd}(T) = -10.1$; $T_{Nd}(Dm)_{2st} = 1.9$ млрд лет. Петрохимические и редкоэлементные характеристики гранодиоритов массива Тамтао свидетельствуют об их принадлежности к грантоидам S-типа, формирование которых, начиная с работ [15, 45], традиционно связывается с частичным плавлением пересыщенных глиноземом метапелитовых субстратов. В качестве наиболее вероятных субстратов следует рассматривать метаосадочные толщи верхней континентальной коры Северного Вьетнама (глинистые сланцы, граувакки и сланцы).

Особенности состава гранитоидов Тамтао накладывают существенные ограничения на возможные механизмы магмогенерации. Определяющую роль играет тот факт, что кремнекислотность гранодиоритов главной фазы массива Тамтао сопоставима с большинством пород верхней коры. Очевидно, что образование этих пород возможно только в случае высоких степеней плавления коровых протолитов с частичным и/или полным захватом рестита анатектической выплавкой при ее удалении из зоны магмоге-

нерации в виде “каши-магмы” [36]. Полный захват рестита предполагает, что состав образовавшейся магмы, представляющей собой смесь анатектического расплава и реститовых минералов, должен соответствовать составу исходного субстрата (глинистых сланцев, граувакк или их смеси). Рассмотрим подробнее эту возможность.

При частичном захвате реститов образующаяся магма должна иметь состав, промежуточный между составами расплава (анатектическая выплавка) и исходного субстрата. Приведенные выше петрогеохимические данные свидетельствуют, что наиболее распространенные породы верхней коры (РААС, валовый состав верхней коры по [33]) отвечают гранодиоритам Тамтао, то есть характеризуются повышенными концентрациями редких щелочей (Rb, Cs), высокозарядных элементов (Zr, Hf, Y, Nb, Ta), бария и РЗЭ, обладают “крутым” наклоном спектров распределения РЗЭ и относительно глубоким европейским минимумом $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* , что составляет, соответственно, 10–12 и 0.47–0.55 по сравнению 9 и 0.63 в наиболее дифференцированных осадочных породах верхней коры. Следовательно, реститовый парагенезис, образующийся при формировании таких расплавов, должен быть обеднен биотитом и калиевым полевым шпатом (концентраторы Rb и Ba), гранатом и акцессорными минералами (концентраторы РЗЭ, Zr, Y, Hf), одновременно содержать не менее 20 % плагиоклаза (концентратор Sr и Eu).

Анализ экспериментальных данных по плавлению высокоглиноземистых метапелитовых протолитов [47, 48, 52, 55, 62, 63] показывает, что такой реститовый парагенезис может существовать в сравнительно узком диапазоне P–T-условий. Во всех экспериментах, независимо от состава исходного субстрата и P–T-условий гранитообразования, кремнекислотность анатектических выплавов в близэвтектической области отвечает граниту (70–73 % SiO_2 при плавлении в “сухих” условиях; 76 % SiO_2 – при плавлении в присутствии водного флюида). При повышении температуры до 800–850°C состав анатектических выплавов, несмотря на повышение степени плавления, остается гранитным. Только при температурах выше 900–950°C зафиксировано уменьшение кремнекислотности анатектических выплавов до уровня гранодиоритов (65–67 % SiO_2), связанное с массовым разложением биотита [55, 63]. При этом в расплаве повышаются содержания калия, а рестит обогащается ортопироксеном и (или), при $P > 10$ кбар, – гранатом.

Для оценки возможных условий генерации гранитоидов массива Тамтао было проведено геохимическое моделирование редкоэлементного состава

магмы, образованной при захвате анатектическим расплавом в момент его удаления из области магмогенерации реститовых минералов. Состав реститовых парагенезисов оценивался на основе экспериментальных данных [55]. Использование этих данных определялось следующими моментами: 1) они в максимальной степени соответствуют предполагаемым условиям генерации первичных магм гранитоидов ($T < 875^\circ\text{C}$, $P < 8$ кбар); 2) состав стартового материала по петрохимическим характеристикам ($\text{SiO}_2 - 65.80$; $\text{TiO}_2 - 0.78$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 14.29$; $\Sigma\text{FeO}^* - 6.52$; $\text{MnO} - 0.12$; $\text{MgO} - 2.97$; $\text{CaO} - 1.61$; $\text{Na}_2\text{O} - 1.43$; $\text{K}_2\text{O} - 3.16$ мас.%) занимает промежуточное положение между составами постархейских глинистых сланцев и верхней континентальной коры, следовательно, может адекватно описывать поведение большинства верхнекоровых субстратов. Учитывая особенности химического состава конечных продуктов (гранодиориты Тамтао), петрохимический и редкоэлементный состав исходного источника был принят идентичным составу постархейского глинистого сланца PAAS [33]. Концентрации редких элементов в источнике, анатектических выплавках и реститах, полученные в модельных расчетах, приведены в таблице 11.

Оценка возможных соотношений в рестите породообразующих элементов проведена по содержаниям Rb, Sr и Ba, поведение которых в процессах анатексиса не зависит от содержания в рестите акцессорных фаз. Результаты моделирования представлены в таблице 12. Как видно из анализа приведенных данных, при низких степенях плавления с присутствием в рестите заметных количеств биотита, анатектические выплавки обеднены относительно субстрата Sr и Ba при относительном обогащении Rb. По мере увеличения степени плавления и уменьшения процентного содержания биотита и плагиоклаза концентрации всех трех рассматриваемых элементов в выплавке начинают расти. При $T = 900^\circ\text{C}$ (полное разложение биотита) концентрации Ba ста-

новятся выше, чем в исходном субстрате. Как видно из рис. 13, точки составов гранодиоритов главной фазы массива Тамтао концентрируются в треугольнике, образованном составами анатектических выплавков (от 850 до 900°C) и составом наиболее высокотемпературных реститов. Это дает основание предполагать, что рассматриваемые гранодиориты формировались при температурах $850-900^\circ\text{C}$ и высокой степени (45–57 %) плавления верхнекоровых субстратов. При этом анатектические расплавы захватывали часть реститового материала в ходе выдвигания из материнской мигматитовой толщи.

Поведение акцессорных минералов в процессе анатексиса целесообразно обсуждать, исходя из “валовых” содержаний Ce, Eu, Yb, Hf, Th. Предложены два варианта: 1) акцессорные минералы полностью плавятся в процессе анатексиса и не остаются в рестите, 2) акцессорные минералы плавятся лишь частично и присутствуют в рестите в количествах, близких к таковым в осадочных породах верхней коры (в данном случае приняты концентрации циркона и апатита – по 200 г/т, монацита – 100 г/т). Отметим, что первый вариант представляется более правдоподобным, поскольку гранодиориты Тамтао обогащены, относительно “типичных” коровых протолитов, элементами, концентрирующимися в акцессорных минералах (обогащение относительно PAAS составляет по Ce и Yb – 1.2; Zr и Y – 1.5; Hf – 1.8). Учитывая, что в акцессорных минералах гранитоидов концентрируется 50–60 % РЗЭ и высокозарядных элементов, их поведение при степени плавления около 50 % идентично практически полному переходу в расплав.

Результаты моделирования приведены на рисунке 14 и в таблице 12. Из анализа приведенных данных видно, что тренды эволюции химического состава выплавков в обоих математических моделях близки к составу гранодиоритов Тамтао. Наилучшее соответствие для расчетных и реальных данных наблюдается для реститового парагенезиса, не содер-

Таблица 11. Минеральный состав рестита, зафиксированный в экспериментах [52] по дегидратационному плавлению метапелитов ($P=5$ кбар).

T°, C	Qtz	Bt	Pl	Crd	Opx	Fe-ox	F
700	37	27	25	10	0	1	8
750*	41	22	29	5	2	1	20
800	44	16	34	0	4	1	32
850*	51	8	30	0	9	2	45
900	58	0	26	0	14	2	57

Примечание. Qtz – кварц, Bt – биотит, Pl – плагиоклаз, Crd – кордиерит, Opx – ортопироксен, Fe-ox – ильменит, титаномagnetит, F – степень плавления.* – реститовая ассоциация для промежуточных температур рассчитана авторами.

Таблица 12. Модельные составы анатектических выплавов и реститов, образующихся при дегидратационном плавлении глинистого сланца (РААС) при P=5 кбар.

T, °C; F, %	Фаза	Rb	Sr	Ba	Ce	Yb	Th	Hf	Y
субстрат (РААС)		160	200	650	80	2.8	14.6	5.0	27.0
700 8	L	236	53	228	<u>330.5</u> 318.8	<u>12.1</u> 8.4	<u>105.1</u> 95.5	<u>27.6</u> 6.5	<u>192.4</u> 38.6
	R	153	213	687	<u>58.2</u> 59.2	<u>2.0</u> 2.3	<u>6.7</u> 7.6	<u>3.0</u> 4.9	<u>12.6</u> 26.0
750 20	L	252	51	287	<u>236.0</u> 230.8	<u>8.5</u> 6.7	<u>58.8</u> 56.0	<u>17.4</u> 6.3	<u>99.2</u> 35.6
	R	137	237	741	<u>41.0</u> 42.3	<u>1.4</u> 1.8	<u>3.6</u> 4.2	<u>1.9</u> 4.7	<u>8.9</u> 24.8
800 32	L	267	50	375	<u>178.9</u> 176.3	<u>6.4</u> 5.5	<u>40.4</u> 39.3	<u>12.3</u> 5.9	<u>65.5</u> 32.7
	R	110	271	779	<u>33.4</u> 34.7	<u>1.1</u> 1.5	<u>2.4</u> 3.0	<u>1.6</u> 4.6	<u>8.9</u> 24.3
850 45	L	277	66	574	<u>148.8</u> 147.4	<u>5.1</u> 4.6	<u>30.5</u> 30.0	<u>9.7</u> 5.8	<u>49.3</u> 30.6
	R	64	310	712	<u>23.7</u> 24.9	<u>0.9</u> 1.3	<u>1.6</u> 2.0	<u>1.1</u> 4.4	<u>8.7</u> 24.0
900 57	L	270	86	872	<u>127.7</u> 126.9	<u>4.3</u> 4.0	<u>24.8</u> 24.5	<u>8.1</u> 5.6	<u>40.7</u> 29.2
	R	14	351	355	<u>16.8</u> 17.9	<u>0.8</u> 1.2	<u>1.1</u> 1.5	<u>0.8</u> 4.2	<u>8.9</u> 24.1

Примечание. Содержания указаны в г/т. T°С – температура, F – степень плавления, L – выплавка, R – рестит. Для Ce, Yb, Th, Hf, Y в числителе указаны содержания при отсутствии в рестите аксессуарных минералов, в знаменателе – при наличии 200 г/т циркона, 200 г/т апатита и 100 г/т монацита (пояснения в тексте). Соотношения породообразующих минералов в рестите соответствуют табл. 11.

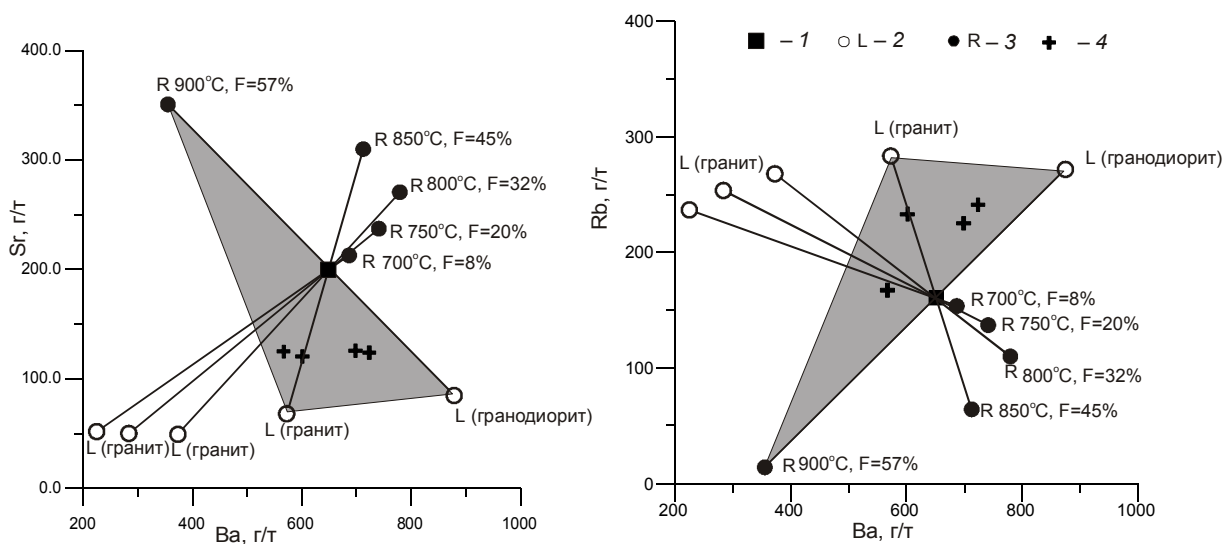


Рис. 13. Диаграммы “Rb–Ba” и “Sr–Ba”, иллюстрирующие соотношение редкоземельных характеристик гранодиоритов массива Тамтао с модельными составами анатектических выплавов из постархейского глинистого сланца (РААС) при P = 5 кбар в интервале температур 700–900 °С.

1 – исходный субстрат (РААС); 2 – точки составов анатектических выплавов при различных температурах и степенях плавления (расчет выполнен на основе экспериментальных данных [55], в скобках указан состав выплавки); 3 – точки составов соответствующих реститов, температуры и степени плавления указаны рядом с точками, реститовые парагенезисы приведены в табл. 11, 4 – гранодиориты главной фазы массива Тамтао. Серый треугольник – область возможного состава магм, образованных за счет дегидратационного плавления РААС при T = 850–900 °С, P = 5 кбар при возможном захвате части рестита.

жащего акцессорные минералы. Суммируя изложенные выше данные, можно предполагать, что формирование гранодиоритов главной фазы массива Тамтао было связано с анатексисом коровых протолитов в условиях гранулитовой фации ($P < 10$ кбар, $T = 850\text{--}900^\circ\text{C}$) при высокой степени плавления (45 %) и неустойчивости акцессорных фаз – концентраторов редкоземельных и высокозарядных элементов (циркона, апатита, монацита).

Корреляция пермотриасовых магматических событий Юго-Восточного Китая и Северного Вьетнама

Главными петрологическими индикаторами Эмейшаньского плума на территории Юго-Восточного Китая являются платобазальты, перекрытые

мезозойскими осадочно-вулканогенными толщами Тихоокеанского “горячего кольца” [58]. На территории Северного Вьетнама аналогичные по петрографическому облику и химическому составу платобазальты не обнаружены. Учитывая более глубокий эрозионный срез, здесь на первое место выходят габброидные и гранитоидные интрузии, отражающие масштабное переплавление земной коры под воздействием мантийных источников. В пользу этой гипотезы свидетельствуют геокортографические и петрологические данные. Особое значение имеют U–Pb и Ar–Ar изотопные даты, позволяющие провести корреляцию магматических событий, вне зависимости от традиционных взглядов геологов на историю геологического развития Северного Вьетнама. Принципиальное значение имеет U–Pb изотопное определе-

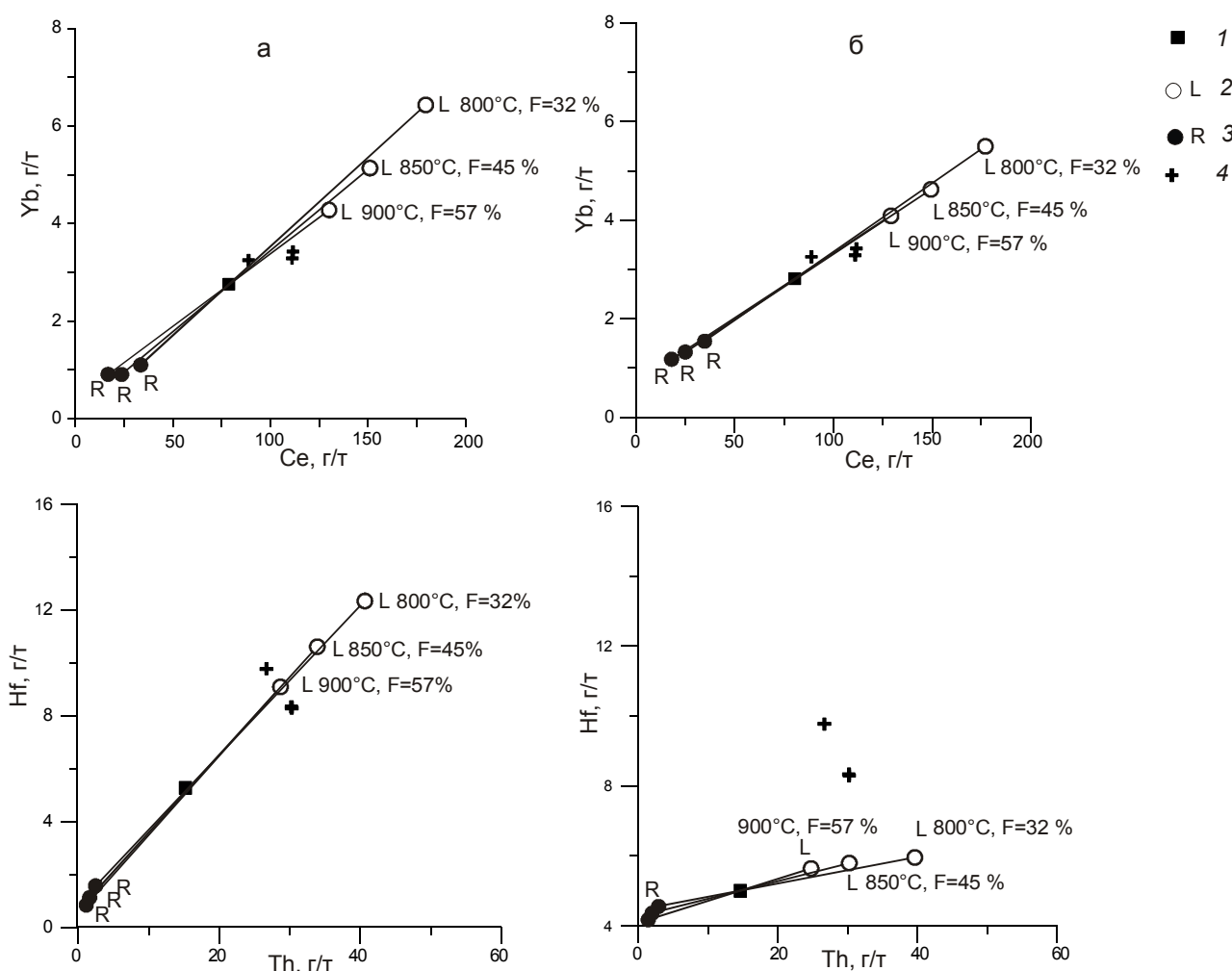


Рис. 14. Диаграммы “Ce–Yb” и “Th–Hf”, иллюстрирующие поведение акцессорных минералов при анатектическом плавлении (а – полное плавление акцессорных минералов, б – неполное плавление акцессорных минералов с сохранением части их в рестите, пояснения в тексте и табл. 12).

1 – исходный субстрат (PAAS); 2 – точки составов анатектических выплавов при различных температурах и степенях плавления (расчет выполнен на основе экспериментальных данных [55], температуры и степени плавления указаны рядом с точками); 3 – точки составов соответствующих реститов (табл. 12); 4 – гранодиориты главной фазы массива Тамтао.

ние возраста расслоенных габброидов плутона Нуйчуа (Zrn, Shrimp-II): $T=251\pm 3.4$ млн лет [28]. Учитывая геохронологические определения по вулканическим и интрузивным ассоциациям Северного Вьетнама [41], а также Ar–Ar изотопную датировку (250.5 ± 3.2 млн лет), обсуждаемую в настоящей статье, можно уверенно утверждать, что габбро-гранитная серия Нуйчуа–Пиабик трассирует южную окраину (в современных координатах) Эмейшаньского плюма. Остается нерешенным вопрос о значимости Эмейшаньского плюма в структурообразующих геологических процессах, происходивших в Северном Вьетнаме и Юго-Восточной Азии на рубеже перми и триаса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Анализ новых геологических, аналитических и геохронологических данных, полученных по габбро-гранитному плутону Кхаокуэ–Тамтао (Северный Вьетнам), позволяет рассматривать его как трещинную интрузию, сформированную в два этапа на рубеже 250.5 ± 3.2 млн лет. На первом этапе произошло внедрение пикробазальтового расплава и его кристаллизационная дифференциация, на втором этапе расслоенный перидотит-габбровый массив Кхаокуэ испытал деформационный разрыв и внедрение гранодиоритового расплава Тамтао.

2. При близком возрасте (~ 250 млн лет назад) пикробазальтовый и гранодиоритовый магматические расплавы внедрялись вслед друг за другом, а затем испытывали кристаллизационную дифференциацию в автономных магматических камерах. При этом формирование расслоенной серии Кхаокуэ было связано с дифференциацией первичного мантийного пикробазальтового расплава по перидотит-габбровому тренду, а образование гранодиоритов Тамтао обусловлено процессами анатексиса “зрелых” коровых субстратов в условиях гранулитовой фации ($P < 10$ кбар, $T = 850\text{--}900^\circ\text{C}$) при высокой степени плавления (45 %) и неустойчивости акцессорных фаз – концентраторов редкоземельных и высокозарядных элементов. Таким образом, породы габброидной и гранитоидной серий массива Кхаокуэ–Тамтао не могут рассматриваться в рамках модели кристаллизационной дифференциации родоначальной базитовой магмы, что подтверждает идею Э.П. Изоха [15] о существовании предельно-контрастных габбро-гранитных серий, объединенных в пространстве и времени лишь тепловым источником.

3. Корреляция по возрасту и составу мантийных расплавов позволяет утверждать, что габбро-гранитная интрузивная серия Нуйчуа–Пиабик, в состав которой входит изученный плутон Кхаокуэ–Тамтао,

является отражением Эмейшаньского плюма на глубинных уровнях земной коры.

Статья посвящена памяти профессора Э.П. Изоха, впервые выделившего контрастные габбро-гранитные интрузивные серии Вьетнама и Дальнего Востока. Финансовая поддержка настоящей статьи осуществлялась в рамках Программы НИР лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций № 211 ИГМ СО РАН, Российского и Вьетнамского фондов фундаментальных исследований (проекты №№ 08-05-90303-Вьет_а; 10-05-0284); а также Президиума СО РАН (интеграционный проект ОНЗ - 10.3).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю. и др. Генезис высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана // Петрология. 1995. Т. 3, № 5. С. 496–521.
2. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 365 с.
3. Балыкин П.А. Формационные типы перидотит-габбровых массивов и составы их исходных расплавов: Автореф. дис. ... д-ра геол.–минер. наук. Новосибирск: Филитал “ГЕО”, 2002. 44 с.
4. Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г. Вулканические формации. Новосибирск: Наука, 1982. 281 с.
5. Бормотов В.А., Меркулова Т.В. Кайнозойский этап развития северной ветви Тан-Лу-Охотской рифтовой системы: глубинное строение и сейсмогеодинамика // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 1. С. 26–41.
6. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянский О.П. и др. Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма Алтайской коллизионной системы как отражение плейт- и плюмтектоники // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). М.: ГИН РАН, 2005. С. 182–215.
7. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 621–636.
8. Гатинский Ю.Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 194 с.
9. Геология Северного Вьетнама / А.Е. Довжиков, Буй Фу Ми, Е.Д. Василевская и др. Ханой, Вьетнам: Наука и техника, 1965. 668 с.
10. Гертнер И.Ф. Принципы классификации магматических формаций на основе вещественного состава // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы науч. конф. Томск: ЦНТИ, 2000. С. 148–154.
11. Добрецов Н.Л. Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 220–223.
12. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 409 с.
13. Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // Докл. РАН. 2005. Т. 400, № 4. С. 505–509.
14. Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции

- Азии (250 млн. лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие с ними гранитоиды // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 9. С. 870–890.
15. Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1965. 139 с.
 16. Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 137 с.
 17. Изох А.Э., Поляков Г.В., Чан Чонг Хоа и др. Пермо-триасовый ультрамафит-мафитовый магматизм Северного Вьетнама и Южного Китая как проявление плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 9. С. 942–951.
 18. Изох А.Э., Поляков Г.В. Ультрамафит-мафитовые ассоциации крупных изверженных провинций Азии // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Материалы третьей междунар. конф. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2009. Т. 1. С. 206–209.
 19. Криволицкая Н.А., Арискин А.А., Служеникин С.Ф. и др. Геохимическая термометрия пород Талнахского интрузива: оценка состава расплава и степени раскристаллизованности исходной магмы // Петрология. 2001. Т. 9, № 5. С. 451–479.
 20. Кузнецов Ю.А. Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969. Т. 1. С. 7–20.
 21. Кузнецов Ю.А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях // Геология и геофизика. 1973. № 8. С. 3–11.
 22. Летников Ф.А. Магнообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1262–1269. 22
 23. Магматические горные породы Т. 1. / Е.Д. Андреева, В.А. Баскина, О.А. Богатиков и др. М.: Наука, 1983. 370 с.
 24. Магматические горные породы Т. 5. / Е.В. Шарков, О.А. Богатиков, А.А. Цветков и др. М.: Наука, 1987. 397 с.
 25. Поляков Г.В., Балыкин П.А., Глотов А.И. и др. Пермотриасовая ассоциация высокомагнезиальных вулканитов зоны Шонгда (Северо-Западный Вьетнам) // Геология и геофизика. 1991. Т. 42, № 9. С. 3–15.
 26. Поляков Г.В., Балыкин П.А., Чан Чонг Хоа и др. Эволюция мезозойско-кайнозойского магматизма рифта Шонгда и структур его обрамления (Северо-Западный Вьетнам) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 6. С. 695–706.
 27. Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. Платиноносные ультрамафит-мафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-Восточной Азии // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 12. С. 1227–1241.
 28. Поляков Г.В., Шелепаев Р.А., Чан Чонг Хоа и др. Расслоенный перидотит-габбровый плутон Нуйчуа как проявление пермско-триасового мантийного плюма на севере Вьетнама // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 6. С. 653–669.
 29. Пучков В.Н. Взаимоотношение плюм- и плиттектоники в перспективе развития глобальной геодинамической теории // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2006. С. 23–51.
 30. Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Горошко М.В.. Палеозойский гранитоидный магматизм восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и формирование крупных месторождений // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 2. С. 46–61.
 31. Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Горошко М.В. и др. Мезозойский гранитоидный магматизм и металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 4. С. 35–54.
 32. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 289 с.
 33. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М: Мир, 1988. 383 с.
 34. Травин А.В. Геохронологические этапы развития медно-молибден-порфировых рудно-магматических систем (юг Сибири, Монголия): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: ОИГТМ СО РАН, 1994. 21 с.
 35. Фан Лью Ань. Петрология высокоглиноземистых гранитоидов Вьетнама: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: ОИГТМ СО РАН, 1996. 20 с.
 36. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С. и др. Латеральная зональность, эволюция и геодинамическая интерпретация магматизма Урала в свете новых петрологических и геохимических данных // Петрология. 1998. Т. 6, № 5. С. 451–477.
 37. Хаин В.Е. Тектоника Земли, М.: Наука, 2001. 700 с.
 38. Хоанг Хью Тхань. Мезозойские расслоенные перидотит-габбровые массивы Северного Вьетнама: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: ОИГТМ СО РАН, 1994. 48 с.
 39. Цжу Бин-Цюань, Ху Яо-Гуо, Чан Сянь-Ян и др. Крупнейшая магматическая провинция Эмейшань: результат плавления примитивной мантии и субдуцированного слэба // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 49. С. 924–941.
 40. Чан Чонг Хоа. Внутриплитный магматизм Северного Вьетнама и его металлогения: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск: Филиал “Гео”, 2007. 28 с.
 41. Чан Чонг Хоа, Изох А.Э., Поляков Г.В. и др. Пермотриасовый магматизм и металлогения Северного Вьетнама в связи с Эмейшаньским плюмом // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 636–652.
 42. Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S. et al. COMAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processor // Computers and Geosciences. 1993. V. 19. P. 1155–1170.
 43. Balykin P.A., Polyakov G.V., Petrova T.E. et al. Petrology and evolution of the formation of Permian-Triassic mafic-ultramafic associations in North Vietnam // Journ. Geol. 1996. Ser. B. V. 7–8. P. 59–64.
 44. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
 45. Chappel B.W., White A.J. Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1974. V. 8. P. 173–174.
 46. Coffin M.F., Eldholm O. Large igneous provinces – crustal structure, dimensions, and external consequences // Rev. Geophys. 1994. V. 32. Is. 1. P. 1–36.
 47. Douce A.E.P., Jonston A. Phase equilibria and melt

- productivity in the polytic system implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. V. 107. P. 202–218.
48. Douce A.E.P., Harris N. Experimental constrains on Himalayan anatexis // *J. Petrol.* 1998. V. 39, N 4. P. 689–710.
 49. Ernst R.E., Buchan K.L. Recognizing mantle plumes in the geological record // *Annual Rev. Earth Planet. Sci.* 2003. V. 31. P. 469–523.
 50. Fabrice J. Spinel-olivine geothermometry in the peridotites from ultramafic complexes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 69. P. 329–336.
 51. Fleach R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1977. V. 41. P. 15–32.
 52. Gardien V., Thompson A., Grujic D. et al. Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz \pm muscovite assemblages and implications for crustal melting // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 15581–15591.
 53. Hoang Huu Thanh, Polyakov G.V., Balykin P.A. et al. Island arc nature of the layered intrusions of Nui Chua Complex in fold belts of North Vietnam. Evidence from their geochemistry // *Journ. Geol.* 2004. Ser. B. V. 24. P. 16–28.
 54. Hodges K.V. Geochronology and thermochronology in orogenic system // *Treatise on Geochemistry.* Oxford, UK: Elsevier, 2004. P. 263–292.
 55. Koester E., Pawley A.R., Fernandes L.A.D. et al. Experimental melting of cordierite gneiss and the petrogenesis for syntranscurrent peraluminous granites in Southern Brasil // *J. Petrol.* 2002. V. 43, N 8. P. 1595–1616.
 56. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // *Amer. Miner.* 1983. V. 68. P. 277–279.
 57. Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // *Amer. Miner.* 1983. V. 68. P. 477–493.
 58. Mao J. W., Goldfarb R.J., Wang Y.T. et al. Late Paleozoic base and precious metal deposits, East Tianshan, Xinjiang, China: Characteristics and geodynamic setting // *Episodes.* 2005. V. 28, Is. 1. P. 23–36.
 59. Poliakov G.V., Balykin P.A., Tran Trong Hoa et al. Cac thanh tao mafic-sien mafic pecmi-triat mien bac Viet Nam // *Nha xuat ban khoa hoc va ky thuat.* 70 – Tran Hung Dao, Ha Noi, 1996, 173 tr. (in Vietnamese).
 60. Roeder P.L., Campbell J.H., Jamieson A.E. A re-evaluation of the Ol-Sp geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 68. P. 325–334.
 61. Steiger R.N., Jager E. Subcommittee on geochronology: convention and use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. P. 359–362.
 62. Vielzeuf D., Montel M. Partial melting of metagreywackes. P. 1. Fluid-absent experiments and phase relationships // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 4. P. 375–393.
 63. Vielzeuf D., Holloway J.R. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the politic system // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 98, N 3. P. 257–276.
 64. Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.
 65. Zhong H., Wei-Guang Zhu, Zhu-Yin Chu et al. Shrimp U–Pb geochronology, geochemistry, and Nd–Sr isotopic study of contrasting granites in the Emeishan large igneous province, SW China // *Chem. Geol.* 2007. N 236. P. 112–113.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

A.G. Vladimirov, P.A. Balykin, Phan Lyu Ann, N.N. Kruk, Ngo Thi Phuong, A.V. Travin, Chan Chong Khoa, I.Yu. Annikova, M.L. Kuybida, E.V. Borodina, I.V. Karmysheva, Buy An Nien

The Khao Que-Tam Tao gabbro-granite massif (Northern Vietnam) – petrological indicator of the Emeishan plume

New data obtained for the Khao Que-Tam Tao gabbro-granite pluton (Northern Vietnam) are discussed. It was established that this pluton was formed at the Permian-Triassic boundary (250.5±3.2 Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope age). Its morphology represents fracture hypabyssal intrusion. Picrobasaltic melt was intruded during the first stage, differentiation of which resulted in the formation of stratified peridotite-gabbro series and at the endocontacts in the final differentiates represented as quartz-bearing monzodiorite and granophyre. Deformation break has occurred on the axis of the Khao Que peridotite-gabbro massif, and the Tam Tao granodiorite melt was intruded at the second stage. Mathematical modeling using COMAGMAT program and geochemical estimation for the granite system allow the statement that magmatic melts are consequence of the independent differentiation, the end-products of which were quartz-bearing monzodiorite and granophyre on the one part, and aplite and pegmatite on the other part. Correlation of the composition of the Permian-Triassic magmatic associations in the Northern Vietnam (Nui Chua gabbro pluton, Khao Que-Tam Tao gabbro-granite and Pia Biok granite plutons) and in the Southeast China (platorbasalts) allows these complexes to be viewed as a part of a single large igneous province originated from the Emeishan plume activity.

Keywords: Southeastern Asia, Northern Vietnam, Emeishan plume, petrological indicators, gabbro-granite series, Ar/Ar isotope age, Permian-Triassic, mantle and crust sources, geodynamical model.