

ГЕОЛОГИЯ И ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ МЕЛОВОГО МАГМАТИЗМА ЮГО-ВОСТОЧНОГО ВЬЕТНАМА

*А.Г. Владимиров^{1,2,3}, Фан Л.А.⁴, А.В. Травин^{1,2,3}, Е.И. Михеев^{1,2}, Н.Г. Мурзинцев²,
И.Ю. Анникова^{1,2,3}*

¹ФГАОУВО Новосибирский государственный университет, ул. Пирогова 1, г. Новосибирск, 630090;
[e-mail:vladimir@igm.nsc.ru](mailto:vladimir@igm.nsc.ru)

²ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр-т акад. Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090

³ФГАОУВО Национальный исследовательский Томский государственный университет, ул. Ленина 36, г. Томск, 634050

⁴Институт геологических наук при Вьетнамской Академии наук и Технологии, г. Ханой, Республика Вьетнам;
[e-mail:luuanh-phan@yahoo.com](mailto:luuanh-phan@yahoo.com)

Поступила в редакцию 13марта 2019 г.

Геологические, минералого-петрографические и геохронологические исследования (U/Pb, Rb/Sr, Ar/Ar изотопное датирование) магматических комплексов зоны Далат позволили выделить два этапа, отражающих смену геодинамического режима. Первый этап (J_3) отвечал надсубдукционной обстановке, когда были сформированы вулканические толщи, представленные комплексом Деобаолок (известково-щелочные андезитобазальты, андезиты, дациты, их туфобрекчии и туфы). Второй этап отвечал трансформной обстановке (альб – коньяк), связанной с зоной скольжения литосферных плит и активизацией генеральных левосдвиговых деформаций на границе «континент – океан». В этот период времени были сформированы палеовулканические структуры и совмещенные с ними гранитоидные батолиты Динькуан (113 ± 0.6 Ма), граниты Анкроет (97 ± 0.4 Ма), монцогранодиориты Деока (90.4 ± 0.3 Ма), лейкогранит-аляскиты Кана (86.8 ± 1.5 Ма). Термохронологический анализ и математическое моделирование позволяют утверждать, что время существования родоначальной гранитоидной магмы в трансформной геодинамической обстановке составляло $\Delta t \sim 27$ млн лет, а дифференциация в глубинном очаге привела к образованию финальных лейкогранит-аляскитовых интрузивных штоков Кана с Au-Mo \pm Cu минерализацией.

Ключевые слова: известково-щелочные и субщелочные гранитоиды, U/Pb, Rb/Sr, Ar/Ar изотопное датирование, надсубдукционная и трансформная геодинамические обстановки, термохронология, математическое моделирование, зона Далат, Юго-Восточный Вьетнам.

ВВЕДЕНИЕ

В истории геологического развития Вьетнама особое значение имеет позднеюрско-меловой период, когда восточная окраина Азии была подвержена влиянию надсубдукционных процессов [36]. В этот период времени в Южном Вьетнаме был сформирован крупный вулcano-плутонический пояс (зона Далат), а в Северном Вьетнаме – пояс оловоносных гранит-лейкогранитов [3, 27]. Структурно-геологические исследования показали (рис. 1, 2), что эти тектоно-магматические процессы были обусловлены трансформным или субдукционным взаимодействием

континентальной плиты восточной окраины Азии с океанической плитой Изанаги, при этом плита Изанаги перемещалась в меловой период со значительной скоростью (21–29 см/год), изменяя направление в диапазоне от субмеридионального до северо-западного [10, 11, 17, 29, 31].

Генеральные левосдвиговые деформации мелового возраста, осложнившие надсубдукционные структуры, сейчас выявлены на Дальнем Востоке России, на Корейском полуострове, в Юго-Восточном Китае и Вьетнаме [11, 17, 39–31, 40]. Несмотря на региональные различия в структурном стиле де-

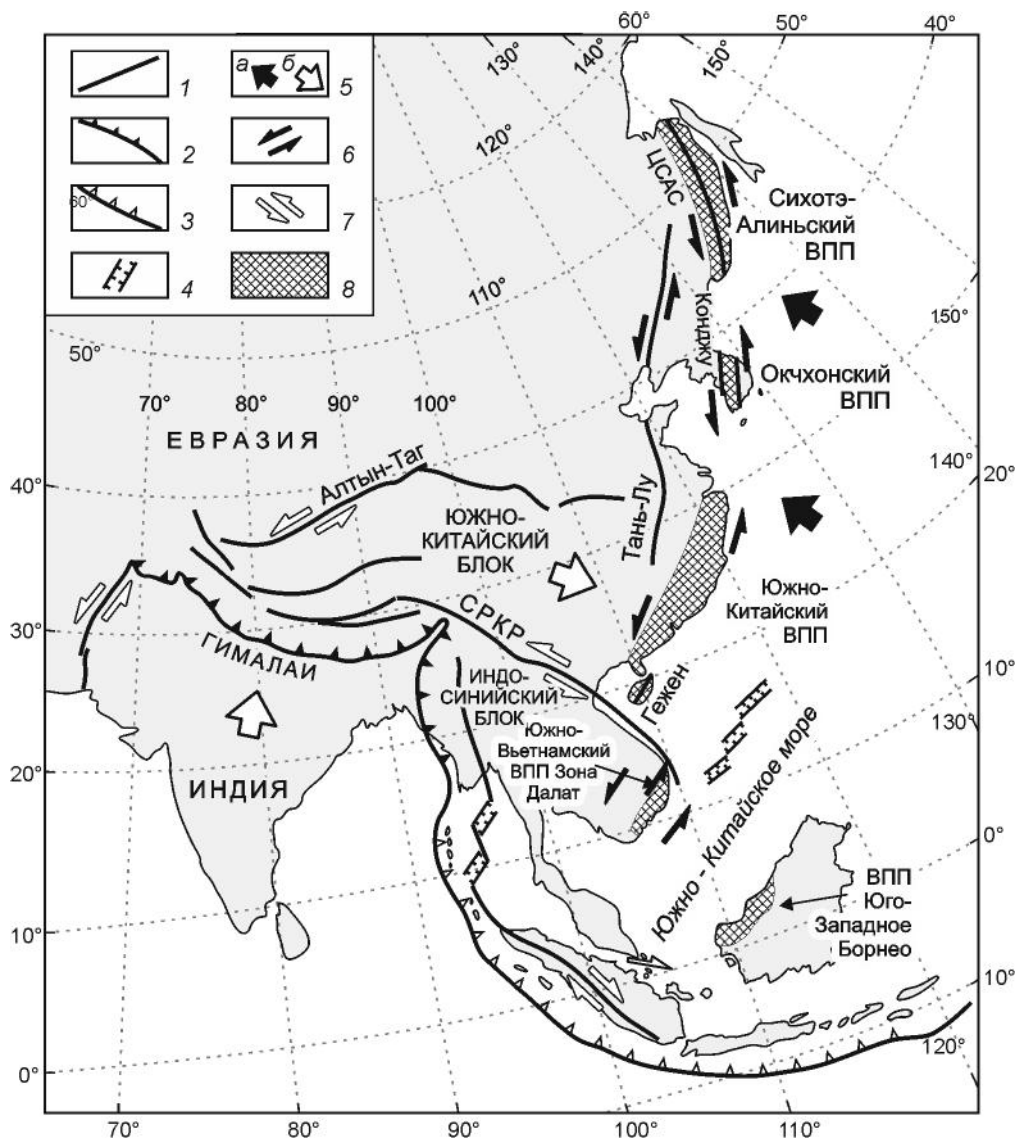


Рис. 1. Геодинамическая схема восточной окраины Азии и Инд-Евразийского коллизионного орогена [10, 11, 17, 32], с авторскими изменениями.

1 – главные тектонические нарушения; 2–4 – зоны: континентальной коллизии (2), субдукции (3), спрединга (4); 5 – генеральное направление движения плиты Изагаги (а) и направления смещения блоков под действием Инд-Евразийской коллизии (б); 6–7 – направления сдвиговых смещений вдоль систем разломов и сдвиговых зон: в меловое (6) и кайнозойское (7) время; 8 – пояса меловой тектоно-магматической активности, формирующие Восточно-Азиатскую глобальную сдвиговую зону. ВПП – вулканоплутонические пояса. ЦСАС – Центральный Сихотэ-Алиньский сдвиг. СРКР – система разломов Красной Реки.

формаций, связанных с различным углом направлений косоугольного сжатия и левосторонних смещений, достигающих 200–800 км, стало очевидным, что для зоны Далат (Южный Вьетнам) необходимо найти петролого-геохронологические индикаторы, позволяющие идентифицировать магматические комплексы надсубдукционного и трансформного генезиса. Следует подчеркнуть, что во вьетнамской геологии традиционно считается, что зона Далат отвечала единому вулканоплутоническому поясу Андского типа, где ведущую роль играли вулканы кремнекислого состава и гранитоидные ба-

толиты [39, 47]. С этих позиций были ранее проведены U/Pb (циркон, сфен), Rb/Sr (вал, биотит, полевые шпаты) геохронологические исследования гранитоидных комплексов зоны Далат, которые дали значения, перекрывающиеся в диапазоне 25 млн лет [47, 48], и, как следствие, – не позволили провести дискриминацию магматических комплексов в целях разномасштабного геокартирования (1:200 000/1:1 000 000). Результаты геологических и термохронологических исследований, представленных в настоящей статье, позволяют восполнить этот пробел.

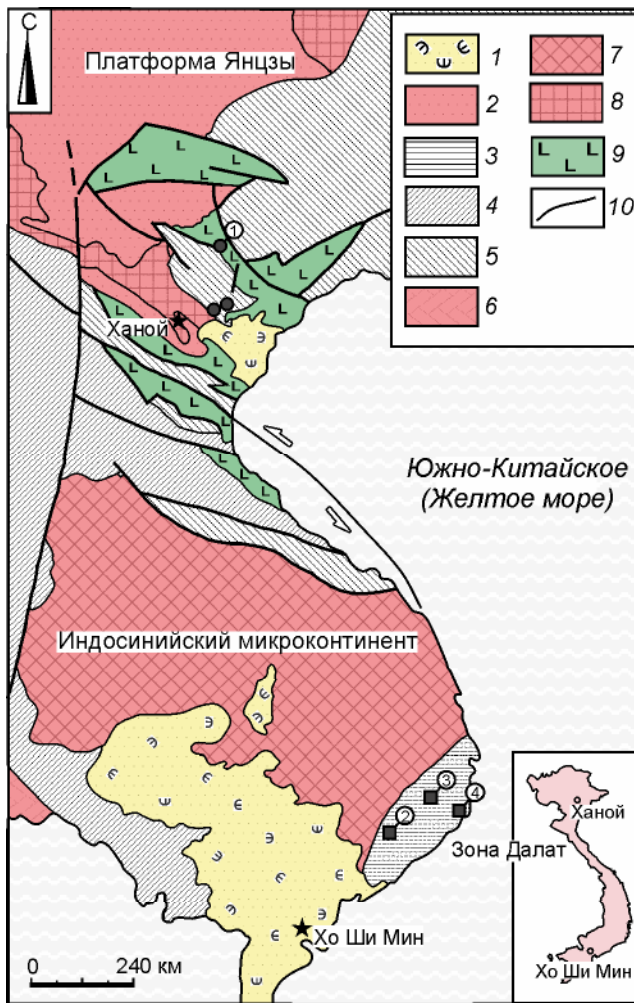


Рис. 2. Тектоническая схема Вьетнама и прилегающих территорий Востока Азии [9, 26, 27], с авторскими изменениями.

1 – кайнозойские наложенные впадины; 2 – палеозойско-мезозойский чехол, перекрывающий кратон Янцзы; 3–5 – горноскладчатые сооружения субдукционно-коллизийного происхождения (3 – позднемезозойские, 4 – раннемезозойско-позднепалеозойские, 5 – ранне-среднепалеозойские); 6–7 – кратоны и микроконтиненты с архей-протерозойским кристаллическим фундаментом (6 – Синобирманский микроконтинент, 7 – Индосинийский микроконтинент (на территории Вьетнама – Конгумский докембрийский блок)), 8 – выход фундамента кратона Янцзы; 9 – внутриплитные позднепермско-триасовые палеорифты с закрытием в конце триаса; 10 – разломы.

На севере Вьетнама залитыми кружками обозначены редкометалльно-гранитные массивы (Sn-In) комплекса Пиа Оак (K_2), на юге – квадратами – редкометалльно-гранитные массивы ($Mo \pm W$) комплекса Кана (K_2). Названия изученных массивов: 1 – Пиа Оак, 2 – Санта-Мария, 3 – Чаймат, 4 – Кана.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Значительную часть Юго-Восточного Вьетнама (более 50 %) занимают выходы интрузий меловых гранитоидов, внедрившихся в породы триасового и

юрского деформированного чехла (рис. 3). На ранних этапах геологических исследований региона в масштабе 1:200 000 [39] эти гранитоиды традиционно рассматривались как комагматичные кислым вулканитам интрузивные образования, подобные батолитам активной континентальной окраины Андского типа, однако уже в этот период времени появились первые публикации, указывающие на генеральную роль левосторонних сдвигов, возникших в результате взаимодействия восточной окраины Евразии и Тихоокеанской океанической литосферной плиты [9, 14, 21, 29]. Стало очевидным, что гранитоидные батолиты юго-восточной Азии имеют сложный и неоднозначный генезис. С одной стороны, они обнаруживают прямое сходство с гранитоидами Андского типа, с другой стороны – контролируются генеральными левосторонними деформациями на границе «континент – океан». В этой связи был поставлен вопрос о роли гранитоидных батолитов мелового возраста как индикаторов роста континентальной коры и их значимости в формировании редкометалльных месторождений Вьетнама (Mo-W-Sn-In).

Геологические экспедиции в пределах мелового вулcano-плутонического пояса на юго-востоке Вьетнама (зона Далат) были проведены в три этапа: результаты этих исследований отражены в настоящей статье и частично были опубликованы ранее [3, 26, 27, 53].

Первый этап (1985/1986 гг.) был проведен в рамках Российско-Вьетнамской экспедиции под руководством проф., д.г.-м.н. Э.П. Исоха (ИГиГ СО РАН, г. Новосибирск) и Чан Дык Лыонга (г. Ханой). Главной задачей являлось создание рабочей легенды магматических пород в целях государственного геологического картирования масштаба 1:500 000 [53]. Были проведены маршрутные пересечения зоны Далат вдоль автомагистрали г. Хо Ши Мин – г. Бао Лок – г. Фан Ранг – г. Ня Чанг – пер. Ба Део Ка, а также на прилегающих участках. Важнейшие результаты проведенных исследований: 1) получены прямые полевые доказательства полихронности и полиритмичности формирования гранитоидных комплексов зоны Далат, что было подтверждено нарушением гомодромности в их эволюции; 2) впервые получены геологические свидетельства многократного внедрения дайковых поясов гомодромной и антидромной последовательности; 3) разработаны диагностические признаки вулканических и магматических комплексов. Эти данные должны были быть положены в основу рабочей легенды для среднемасштабного геологического картирования зоны Далат (масштаб 1:500 000). Однако приходится констатировать, что геокартирование юго-восточного Вьетнама масштаба 1:200 000 было проведено на основе упрощенной рабочей легенды [39, 40, 44]. В

настоящей статье предпринята попытка обосновать более детализированную схему расчленения магматических комплексов зоны Далат, основанную на результатах работы Российско-Вьетнамской экспедиции (1985/1986 гг.), а также геологических наблюдениях и петрографических исследованиях, выполненных вьетнамскими и российскими геологами [3–5, 17, 26, 27, 33–35, 42, 43, 46, 49–51, 53].

Второй и третий этапы (2009/2010 и 2017/2018 гг.) были связаны с ревизией геологических данных, отбором представительных проб для термохронологического анализа (U/Pb, Rb/Sr, Ar/Ar изотопное датирование, табл. 1). Особое внимание было уделено математическому моделированию термической истории гранитоидных батолитов. Суть термохронологического и математического подходов состоит в подборе методом решения обратной задачи сценариев эволюции гранитоидных батолитов, при которых расчетные времена закрытия изотопных систем согласуются с экспериментальными результатами мультисистемного и мультиминерального датирования. Моделируя те или иные конфигурации и последовательность геологических событий, в том числе наложенных, можно подобрать термические истории таким образом, что они будут удовлетворять реальным датировкам с достаточно большой степенью достоверности [8, 19, 20, 22, 54].

ЭТАПЫ И МАСШТАБЫ МАГМАТИЗМА

В основу предпринятого исследования положен комплект геологических карт юго-восточного Вьетнама м-ба 1:200 000 [39], а также их сводный оцифрованный макет, любезно переданный В.В. Голозубовым и опубликованный в [17]. В представленной авторами статье сохранены контуры интрузивных массивов, однако проведена переиндексация гранитоидных комплексов (рис. 3), для которых получены прецизионные геохронологические даты (U/Pb, Rb/Sr, Ar/Ar) (табл. 1). Результаты полевых и петрографических наблюдений в свернутом формате отражены в таблице 2. Средний химический состав главных петрографических породных групп приведен в таблице 3. Ниже по тексту рассматриваются магматические комплексы, сформированные в трансформной окраинно-континентальной обстановке (зона скольжения литосферных плит).

Вулкано-плутоническая ассоциация Като – Динькуан (K_1) представляет собой единую известково-щелочную серию магматических пород, характерную для трансформных континентальных окраин (ТКО) калифорнийского типа (рис. 4, 5) [52]. Геологическое строение этой ассоциации чрезвычайно сложное, многоритмичное. В зоне Далат выделяется,

по крайней мере, три гомодромных ритма: от эффузивного до интрузивных, полнокристаллических и антидромный – дайковый, включая минглинг (табл. 2). При этом эволюция базитовой составляющей этих ритмов происходила в антидромной последовательности, с возрастанием меланократовости и магнезиальности пород, в то время как в гранитоидной части увеличивалась кремнекислотность и калиево-натриевость пород. Каждый из гранитоидных ритмов, в отдельности, имеет калий-натровую специализацию щелочей, за исключением послегранитовых даек, имеющих повышенную натриево-общую щелочность (табл. 3, рис. 5). На дискриминационных диаграммах Пирса и Гребенникова (рис. 6) гранитоиды Динькуан отвечают надсубдукционной геодинамической обстановке и, одновременно, укладываются в единый генеральный тренд ТКО калифорнийского типа, характерного для альб-сеноманского окраинно-континентального орогенного пояса Дальнего Востока (см. обзор в [31]).

На принадлежность раннемеловых магматитов к зоне скольжения литосферных плит указывают не только общие рассуждения о развороте океанической плиты Изагаги по отношению к восточной окраине Евразийского континента [10, 11, 32, 38], но и прямые структурные наблюдения в юрских терригенных отложениях и так называемых «инъективных» структурах зоны Далат [17]. Под «инъективными» структурами авторы рассматривают многочисленные разновозрастные дайковые тела, имеющие аномально широкое развитие в юго-восточном Вьетнаме (рис. 3). Этими авторами впервые отмечено, что морфология и кинематика всех разновозрастных даек и дайковых поясов указывает на развитие зоны Далат в условиях доминанты левосдвиговых дислокаций СВ простирания под воздействием ССЗ сжатия (в современных координатах) [17].

В отношении гранитоидных батолитов Динькуан (K_1) главная интрига заключается в их появлении на верхних уровнях земной коры. Проведенный анализ однозначно указывает на вулканический профиль магматизма (комплекс Деобаолок, J_3 – АКО, комплекс Като, K_1 – ТКО), а, следовательно, – близповерхностный и/или гипабиссальный уровень глубинности. Учитывая близкий химический состав дацитов-андезитов Като с гранитоидами Динькуан (K_1), приходится признать правомерной модель о механическом перемещении родоначальной гранитоидной магмы на верхние уровни земной коры в условиях генеральных левосдвиговых деформаций и «пассивного» заполнения пологих плоскостей срыва. Эта идея была уже давно высказана в плейт-тектонике (см., например, обзор [13]), а сейчас активно развивается в связи с детальным изучением ТКО калифорнийского типа в

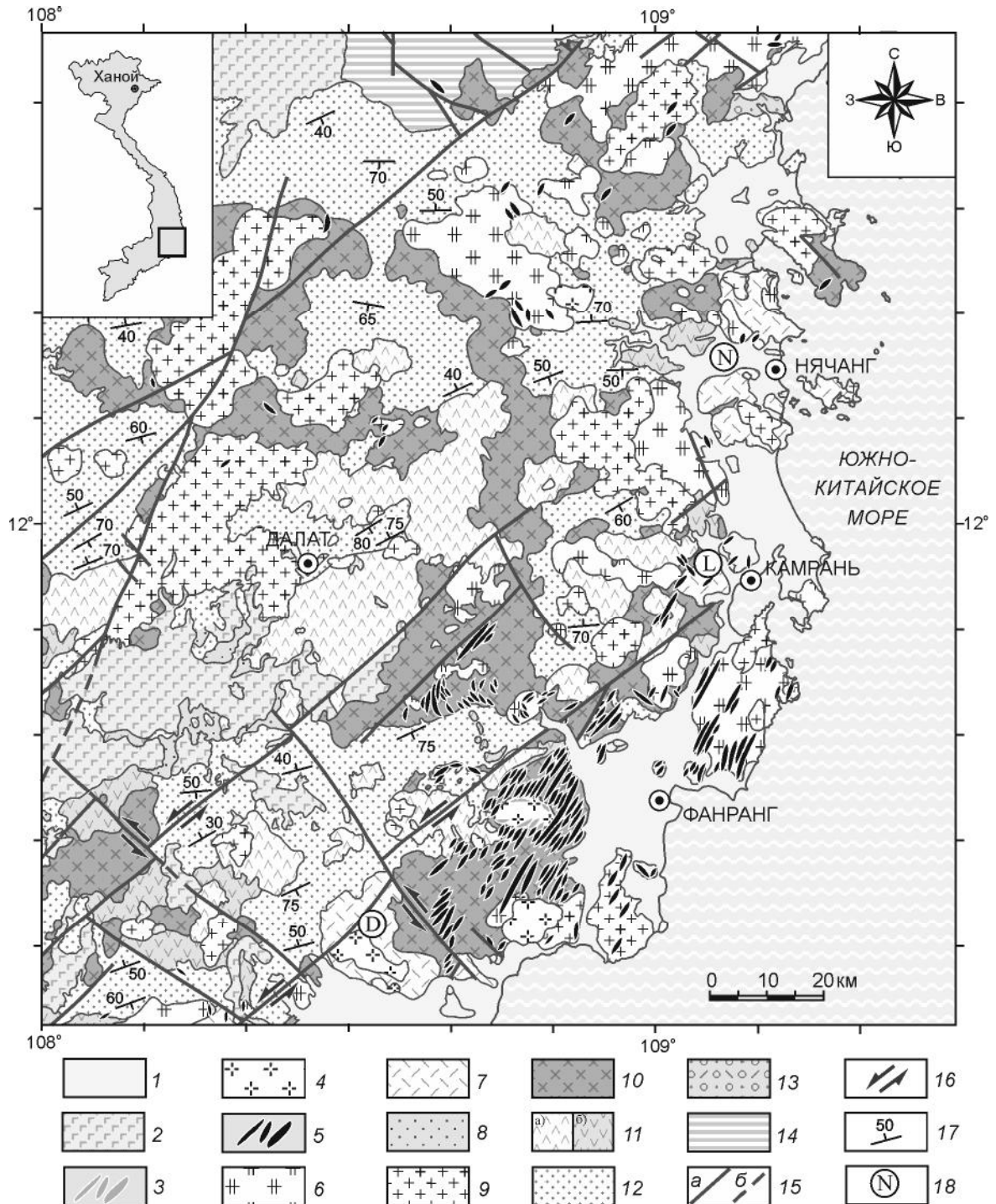


Рис. 3. Геологическая схема юго-восточной части Вьетнама, зона Далат [17, 39], с авторскими изменениями.

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – неоген-четвертичные базальты; 3 – аплит-пегматитовые дайки комплекса Кана (K_2); 4 – гранит-лейкограниты комплекса Кана (K_2); 5 – меловые дайки кислого и основного состава, нерасчлененные; 6 – монцогранодиориты и калиевые граниты комплекса Деока (K_2); 7 – позднемеловые риолиты, трахириолиты, дациты, андезиты и их туфы (формация Нячанг); 8 – верхнемеловые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты (формация Даклум); 9 – граниты комплекса Анкроет (K_1); 10 – кварцдиорит-гранодиорит-граниты комплекса Динькуан (K_1); 11 – раннемеловые дациты, риодациты, риолиты, фельзиты и их туфы, формация Дондуон (а); верхнеюрские–раннемеловые андезиты, дациты и их туфы, формация Деобаолок – Като (б); 12 – ниже-среднеюрские песчаники, алевролиты, известковистые алевролиты, переслаивание мергелей и глинистых известняков, нерасчлененные; 13 – среднетриасовые конгломераты, гравелиты, песчаники, аргиллиты, сланцы, фельзиты, риолиты и их туфы (формация Манян); 14 – метаморфизованные образования докембрийского кристаллического выступа Контум (Индосинийский микроконтинент); 15 – разломы: установленные (а) и предполагаемые (б); 16 – направление смещений; 17 – элементы залегания слонности; 18 – местоположение палеовулканических структур, в кружках: N – Нячанг, L – Лаклам, D – Дапрен.

Таблица 1. Сводка геохронологических данных (U/Pb, Rb/Sr, Ar/Ar изотопные методы), полученных для меловых гранитоидов Юго-Восточного Вьетнама (зона Далат).

n/n	Проба	Порода	Метод датирования, минерал*	Возраст, источник	Закрытие изотопной системы, T (°C)**
<i>Комплекс Динькуан $T(\bar{x}) = 113 \pm 0.6 \text{ Ma}$, U/Pb, Zrn, n=3)***</i>					
1	DQ-1	Bt-Amf гранодиорит	U-Pb, Zrn	112 ± 1 Ma [47]	≥ 940
2	SVN9A		U-Pb, Zrn	118 ± 1.5 Ma [52]	≥ 940
3	SVN48C		U-Pb, Zrn	115 ± 1.2 Ma [52]	≥ 940
4	DQ-6,8		Rb-Sr, WR, Bt-Fsp-Pl	110 ± 0.5 Ma [57]	~ 300
<i>Комплекс Анкроет $T(\bar{x}) = 97.5 \pm 0.4 \text{ Ma}$, U/Pb, Zrn, n = 3)</i>					
5	DQ - 1	Bt-гранит	U-Pb, Zrn	99.6 ± 1 Ma [47]	≥ 940
			Реликтовый Zrn	1800 ± 40 [47]	
6	V-17-2/1	Bt-гранит	U-Pb, Zrn	98 ± 1 Ma [5, 6]	≥ 940
7	V-17-3/1		U-Pb, Zrn	97 ± 1 Ma [5, 6]	
8	V-17-4/1		U-Pb, Zrn	95 ± 1 Ma [5, 6]	
9	V-17-2/1	Bt-гранит	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar, Bt	87 ± 3 [5, 6]	340 ± 20
10	V-17-3/1			88 ± 2 [5, 6]	
11	V-17-4/1			87.5 ± 0.6 [5, 6]	
<i>Комплекс Деока $T(\bar{x}) = 90.4 \pm 0.3 \text{ Ma}$, U/Pb, Zrn, n = 2)</i>					
12	DC - 4	Bt ± Amf монцогранодиорит	U-Pb, Zrn	91 ± 0.5 Ma [47]	≥ 940
13	DC - 27		U-Pb, Zrn	92 ± 0.45 Ma [47]	
14	DC - 15		U-Pb, Ti	88 ± 0.8 [47]	~ 660
15	DC - 27		Rb-Sr, WR-Bt-Fsp-Pl	87 ± 2.7 [47]	~ 300
<i>Комплекс Кана $T(\bar{x}) = 86.8 \pm 1.5 \text{ Ma}$, U/Pb, Zrn, Rb/Sr, n = 2)</i>					
16	SVN 12	Bt-лейкогранит	U-Pb, Zrn	86,8±1,6 Ma [52]	≥ 900
17	5-2007, 5-109, 5-1072/1		WR, Bt	87.2 ± 5.4 Ma [27]	~ 300

Примечание. Серым фоном закрашены новые геохронологические данные, полученные по гранитоидному комплексу Анкроет, зона Далат (Южный Вьетнам). * – Bt – биотит, Fsp – калиевый полевой шпат, Pl – плагиоклаз, Zrn – циркон, Ti – сфен, WR – вал. ** – оценки температур закрытия различных изотопных систем на основе кинетических данных, полученных в лабораторных экспериментах (сводка, [41]). *** – принадлежность к гранитоидным комплексам изменена в соответствии с текстом настоящей статьи (см. пояснения в тексте, а также таблицу 2). T(°C) = средневзвешанное значение.

Центрально-Азиатском складчатом поясе [15, 16,45] и на Восточной окраине Тихого океана [30, 31].

Гранитоидные батолиты, входящие в **комплекс Анкроет (альб – сеноман)** представляют собой ключевую тектоно-магматическую единицу в истории геологического развития зоны Далат. Вероятнее всего, они представляют собой дифференциаты родоначальной магмы Динькуан, так как для гранитов Анкроет характерна преемственность в геохимическом составе с гранодиоритами Динькуан, а также пространственная совмещенность в единой петрографической провинции (рис. 3, 5, 6). Автономность гранитов Анкроет подтверждена U-Pb изотопным датированием ($T(\bar{x}) = 97.5 \pm 0.4$ млн лет). Установлено, что их возраст значительно отличается не только от более ранних гранитоидов Динькуан ($T(\bar{x}) = 113 \pm 0.6$ млн лет), но и от более молодых монцогранодиорит-граносиенитов Деока ($T(\bar{x}) = 90.4 \pm 0.3$ млн лет). Геологический и палеовулканологический анализы свидетельствуют, что между концом раннемелового и началом поздне-

мелового магматизма существовал перерыв, во время которого произошла глубокая эрозия горной страны, вплоть до вскрытия полнокристаллических гранитоидов комплекса Динькуан (K_1). Место и время гранитов Анкроет осталось не выясненным, и лишь сейчас, после получения геохронологических возрастов, стало очевидным, что эти граниты отражают рубеж «катастрофического» утонения окраинно-континентальной литосферы Вьетнама, когда произошел разрыв литосферы и раскрытие Южно-Китайского моря. На эту геологическую особенность зоны Далат уже давно обращено особое внимание, однако коллапс орогенного горно-складчатого сооружения получил в этих публикациях различную интерпретацию [4, 5, 17, 40, 47, 48, 52]. В будущем ключевое значение получат результаты геохронологического изучения дайковых поясов и анализ специфики редкоэлементного и изотопного состава позднемеловых магматитов. Обращает также на себя внимание, что геохронологические оценки указывают на очень короткое время утонения

Таблица 2. Схема позднеюрско-меловых магматических комплексов зоны Далат и их геодинамические обстановки.

Петрография магматических комплексов	
АКО	<p>1. Вулканическая известково-щелочная ассоциация Деобаолок (J_3): эффузивно-субвулканическая фация: андезибазальты, андезиты, дациты.</p>
Постскладчатые гранитоидные батолиты и вулканоплутонический пояс, отвечающий трансформной окраинно-континентальной обстановке (ТКО)	<p>2. Субвулканический комплекс Като (K_1^1): андезиты, дациты, риолиты.</p>
	<p>3. Интрузивная серия Динькуан (K_1^1): а) первый ритм (мезо/гипабиссальная фация глубинности) – среднезернистые кварцевые биотит-роговообманковые диориты – средне-крупнозернистые биотит-роговообманковые граносиениты – крупнозернистые роговообманково-биотитовые граниты – биотитовые лейкограниты и аплиты; б) второй ритм (гипабиссальная и субвулканическая фации глубинности) – мелко-среднезернистые порфириовидные биотит-роговообманковые кварцевые диориты-гранодиориты – граниты – лейкограниты; в) третий ритм (антидромный комплекс послегранитовых даек): гранит-порфиры – гранодиорит-порфиры – лампрофиры – долериты.</p>
	<p>4. Плутонический комплекс Анкроет, K_1^2. 4.1. Интрузивный гранитный комплекс Анкроет – среднезернистые порфириовидные биотитовые граниты – средне-мелкозернистые порфириовидные биотитовые лейкограниты. 4.2. Постгранитный порфириовый комплекс Виньхау (гомодромный) – дайки и мелкие тела: диоритовые порфириты – гранодиорит-порфиры – гранит-порфиры.</p>
	<p>5. Вулкано-плутоническая известково-щелочная ассоциация повышенной калиевоности Нячанг-Деока, K_2. 5.1. Эффузивно-субвулканический комплекс Нячанг: трахиандезиты – трахидациты – К-риолиты. 5.2. Интрузивный гранитоидный комплекс Деока: средне-крупнозернистые биотит-гастингситовые монцогранодиориты, граносиениты, средне-крупнозернистые биотитовые и гастингсит-биотитовые граниты – биотитовые лейкограниты и аплиты. 5.3. Комплекс послегранитных даек – крупновкрапленные граносиенит-порфиры и гранит-порфиры.</p>
	<p>6. Плутонический комплекс Кана, K_2^2: лейкограниты и аляскиты, аплитовидные граниты, гранит-порфиры, пегматиты.</p>
	<p>7. Долеритовый комплекс даек Хонронг (K_2^2).</p>

окраинно-континентальной литосферы Юго-Восточной Азии ($\Delta t = 5-7$ млн лет, табл. 1).

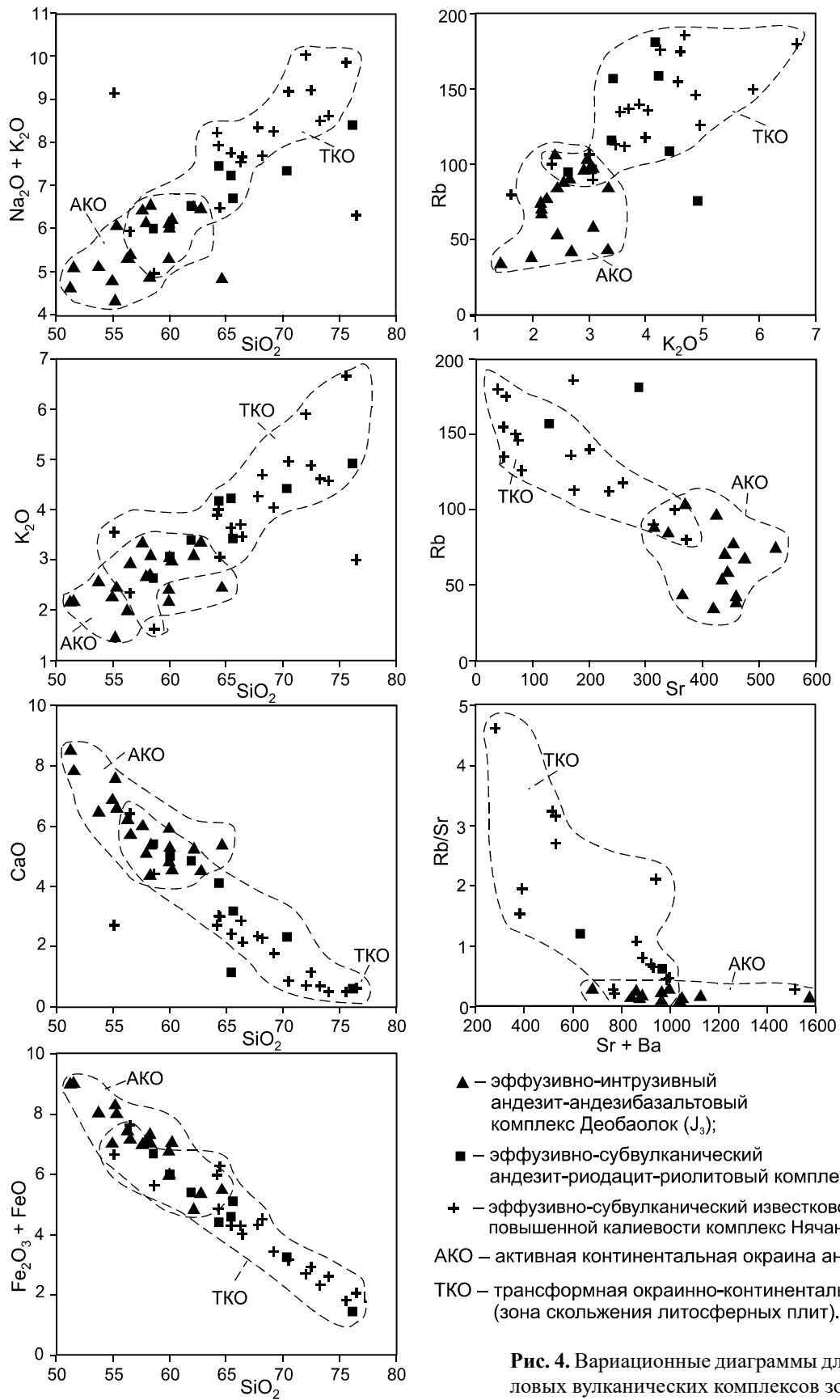
Вулкано-плутоническая известково-щелочная ассоциация повышенной калиевоности Нячанг – Деока (K_2) относится к трансформным континентальным окраинам [17]. По структурной позиции и вещественному составу магматических пород эта прибрежная полоса палеовулканов и их интрузивных аналогов обнаруживает отчетливое сходство с альб-сеноманским окраинно-континентальным орогенным поясом и соответствующей магматической провинцией Тихоокеанской Азии [31], однако имеет более молодой возраст, турон–коньяк ($90.4 \div 86.8$ млн лет, табл. 1).

Вулканические породы (комплекс Нячанг, K_2) смещены по составу в сторону трахидацит-К-риолитов, а комагматичные интрузивные породы – в сторону монцодиорит-граносиенитов. Принадлежность к щелочно-салической породной группе обнаруживается в послегранитных дайках гранит-порфиров и граносиенит-порфиров (табл. 2). По существу, здесь

зафиксировано «отмирание» глубинного гранитного очага («полузамерзшего» слоя) и, как следствие, – его контаминация мантийным материалом, поступающим из подстилающего резервуара (андерплейтинг).

Интрузивные штоки комплекса Кана (K_2^2) завершают гранитоидный магматизм зоны Далат и «запечатывают» трансформную зону скольжения литосферных плит (ТКО). Судя по петрографическому облику и химическому составу, эти штоки сложены лейкогранит-аляскитами с уклоном в сторону повышенной редкометалльности (табл. 3) и, по-видимому, являются наиболее глубокими дифференциатами субщелочной гранитоидной магмы (комплекс Деока, K_2).

Цепочки интрузивов близкой морфологии и состава прослеживаются за пределы зоны Далат на всей территории Вьетнама (рис. 2). Позднемеловой возраст достоверно установлен для комплекса Пиаоак, Северный Вьетнам [3, 27]. Несмотря на то, что в Северном и Южном Вьетнаме лейкогранит-аляскитовые интрузивные штоки имеют много общих черт, их аномаль-



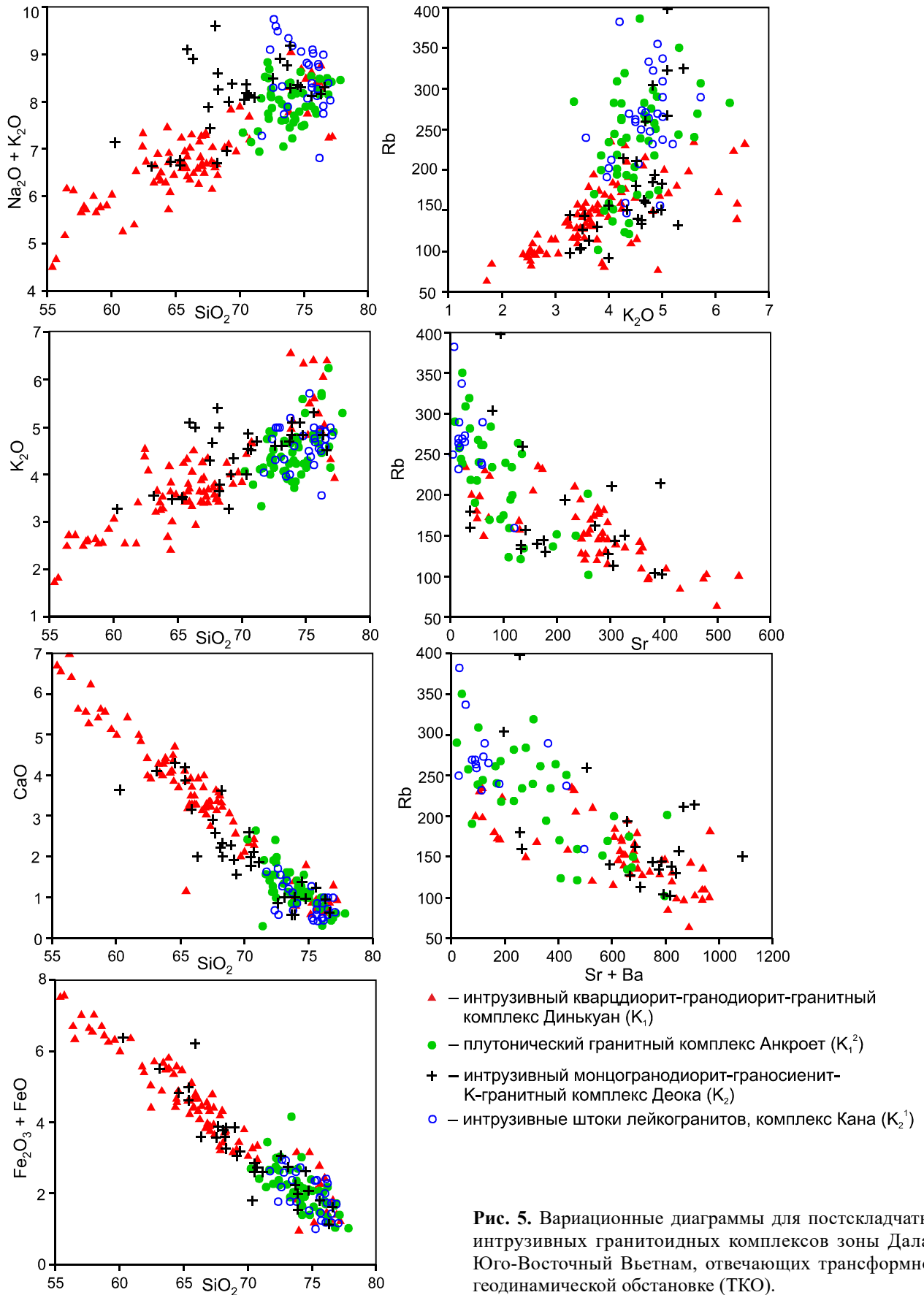


Таблица 3. Средние содержания породообразующих оксидов (мас. %) и редких элементов (ppm) в позднеорско-меловых магматических комплексах зоны Далат.

Комплексы	Комплекс Деобаолок (J ₃)		Комплекс Като (K ₁)		Комплекс Динькуан (K ₁ ¹), первый ритм, мезо/гипабиссальная фация				Комплекс Динькуан (K ₁ ¹), второй ритм, гипабиссально-субвулканическая фация				Комплекс послегранитных даек, ангидромный (K ₁ ¹)				Комплекс Анкроет, гипабиссальная фация глубинности (K ₁ ²)				
	эффузивно-субвулканические фации																				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
Группы пород	14	5	6	2	3	31	4	9	9	6	4	5	3	1	1	1	18	11	8	7	
Число анализов																					
<i>Петрохимический состав</i>																					
SiO ₂	58.90	54.35	62.65	73.25	62.96	65.81	70.08	75.87	57.21	65.18	68.00	74.91	74.36	63.10	56.27	50.10	72.64	73.98	75.72	75.79	
TiO ₂	0.87	0.95	0.77	0.26	0.69	0.53	0.32	0.07	0.87	0.57	0.44	0.35	0.17	0.80	1.15	1.69	0.22	0.10	0.08	0.09	
Al ₂ O ₃	16.90	16.74	16.69	12.95	13.13	15.34	14.10	12.86	17.53	15.69	14.98	12.41	13.08	16.54	16.28	16.39	13.72	13.20	12.42	12.52	
Fe ₂ O ₃	0.91	0.81	0.56	0.22	0.93	0.91	0.61	0.41	2.66	1.03	0.69	0.21	0.69	1.17	1.44	2.72	0.48	0.28	0.32	0.40	
FeO	5.86	7.29	4.87	2.17	4.76	3.68	2.78	1.08	4.39	3.79	3.35	1.94	1.35	3.45	5.01	6.55	2.15	2.02	1.62	1.59	
MnO	0.11	0.13	0.08	0.04	0.11	0.08	0.06	0.02	0.12	0.08	0.07	0.03	0.04	0.15	0.11	0.14	0.05	0.03	0.02	0.03	
MgO	3.13	5.33	2.07	0.70	2.63	1.77	1.02	0.43	3.01	2.01	1.34	0.51	0.37	1.64	2.88	5.44	0.59	0.56	0.54	0.55	
CaO	5.55	6.83	3.95	1.47	4.90	3.64	2.39	0.82	5.99	3.90	3.10	1.05	0.66	4.28	5.13	7.17	1.43	1.18	0.81	1.79	
Na ₂ O	3.08	2.74	3.17	3.21	2.89	3.06	2.89	3.12	3.07	3.08	3.12	2.97	4.01	4.68	4.36	3.20	3.65	3.69	3.03	3.37	
K ₂ O	2.64	1.81	3.49	4.67	2.76	3.65	4.34	5.05	2.43	3.48	3.74	5.12	4.39	2.39	1.97	2.13	4.14	4.48	4.88	4.68	
P ₂ O ₅	0.23	0.29	0.19	0.08	0.30	0.14	0.10	0.08	0.27	0.14	0.11	0.09	0.09	0.19	0.56	0.61	0.07	0.06	0.05	0.03	
<i>Редкоземельный состав</i>																					
Rb	58	82	134	93	94	142	200	195	81	149	165	192	н/о	н/о	н/о	н/о	204	271	253	267	
Sr	421	417	209	н/о	372	283	225	560	576	272	262	108	н/о	н/о	н/о	н/о	83	72	41	30	
Zr	187	459	245	н/о	167	132	120	502	161	156	127	64	н/о	н/о	н/о	н/о	100	109	98	63	
Ba	634	419	590	н/о	470	412	378	97	406	390	433	204	н/о	н/о	н/о	н/о	259	251	120	135	
Rb/Sr	0.13	0.20	-	-	0.25	0.50	0.89	3.48	0.14	0.54	0.63	1.78	-	-	-	-	2.45	3.81	6.17	8.90	

Примечание. Петрографические группы пород приведены в соответствии с их нумерацией в таблице. Комплекс Деобаолок: № 1, 2 – лавы и лавобрекчи грахиандезит-андезит-базальтового состава. Комплекс Като: № 3, 4 – субвулканические интрузии и дайки дацитового и риолитового составов. Комплекс Динькуан, первый интрузивный ритм (от ранних к поздним фазам): № 5 – Би-Амф кварцевые диориты, № 6 – Би-Амф гранодиориты, № 7 – Би-Амф граниты, 8 – аплитовые жилы. Комплекс Динькуан, второй интрузивный ритм (от ранних к поздним фазам): № 9 – м/з-с/з Би-Амф кварцевые диориты, № 10 – с/з Би-Амф гранодиориты, № 11 – с/з-к/з Би-Амф граниты, № 12 – лейкогранитные инъекционные жилы. Комплекс послегранитных даек (ангидромный): № 13 – Би гранит-порфиры, № 14 – м/з Би-Амф гранодиорит-порфиры, № 15 – лампрофиты, № 16 – долерит. Комплекс Анкроет (от ранних к поздним фазам): № 17 – с/з-к/з Би граниты ГФ, № 18 – м/з – с/з Би лейкограниты ФДИ, № 19 – м/з Би лейкогранит ЗФ, № 20 – аплиты и аплитовидные лейкограниты. Комплекс Виньхау, послегранитные дайки (гомодромный): № 21 – диоритовые порфиры, № 22 – контаминированные гранодиорит-порфиры с ксенотенным кварцем, № 23 – Би гранит-порфиры, имеющие аплитовидную,

Таблица 3. (Окончание).

Комплексы	Комплекс Винь-хау, после-гранитные дайки, гомодромный (K_1^1)				Комплекс Нячанг, эффузивно-субвулканический (K_2)				Комплекс Деока, гипабиссальная фация глубинности (K_2)				Комплекс Кана, интрузивные штоки гранит – лейкогранит – аляскитов (K_2^2)				Комплекс Хонронт, долеритовые дайки (K_2^2)
	Группы пород		Число анализов		Граниты		Дайки		Граниты		Дайки		Граниты		Дайки		
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	
	<i>Петрохимический состав</i>																
SiO ₂	53.90	64.70	74.79	56.87	66.15	73.50	56.50	69.47	68.08	73.31	65.33	75.26	71.79	72.85	75.58	75.63	49.74
TiO ₂	1.48	0.80	0.09	1.03	0.54	0.15	0.78	0.44	0.47	0.29	0.58	0.13	0.23	0.10	0.09	0.03	1.84
Al ₂ O ₃	16.54	13.55	12.70	18.29	15.23	13.04	17.03	14.09	14.24	13.03	15.61	12.41	14.26	13.34	12.59	12.64	17.45
Fe ₂ O ₃	2.05	0.92	0.75	3.64	1.42	0.89	4.18	1.91	0.82	0.70	1.37	0.79	0.17	0.55	0.37	0.42	2.73
FeO	6.72	4.78	1.32	2.87	3.12	1.71	3.87	2.32	3.42	1.73	3.16	1.63	2.21	1.88	1.35	1.19	6.96
MnO	0.13	0.80	0.03	0.10	0.06	0.04	0.10	0.06	0.08	0.04	0.10	0.03	0.06	0.03	0.02	0.02	0.15
MgO	4.26	3.12	0.51	2.25	0.87	0.50	3.79	0.79	0.94	0.68	1.14	0.42	0.72	0.35	0.37	0.35	5.31
CaO	6.58	4.09	0.77	3.56	2.54	0.72	6.42	1.85	2.31	1.25	2.40	0.70	1.42	1.20	0.70	0.56	7.81
Na ₂ O	3.17	3.23	3.75	4.47	3.82	3.88	3.60	3.89	4.07	3.68	3.93	3.77	3.57	4.28	3.74	4.22	3.28
K ₂ O	2.15	2.65	4.81	2.59	3.90	4.94	2.34	4.18	4.31	4.62	4.21	4.51	4.22	4.62	4.85	4.46	1.56
P ₂ O ₅	0.52	0.18	0.05	0.21	0.13	0.06	0.15	0.13	0.14	0.06	0.14	0.04	0.10	0.04	0.03	0.03	0.15
	<i>Редкоземельный состав</i>																
Rb	н/о	н/о	н/о	108	133	148	100	145	205	177	144	189	213	233	280	349	н/о
Sr	н/о	н/о	н/о	211	168	53	351	121	99	60	н/о	н/о	н/о	н/о	37	11	н/о
Zr	н/о	н/о	н/о	197	237	180	136	172	132	83	н/о	н/о	н/о	н/о	92	58	н/о
Ba	н/о	н/о	н/о	440	586	381	415	479	396	225	н/о	н/о	н/о	н/о	176	45	н/о
Rb/Sr	-	-	-	0.51	0.79	2.79	0.28	1.20	2.07	2.95	-	-	-	6.29	25.4	-	-

фельзитовую, микропиклофельзитовую и гранофировую структуры основной массы. Комплекс Нячанг: № 24 – лавы, лавобрекчии и туфобрекчии граханде-зитового состава, № 25 – лавы, туфобрекчии и туфы дацитового состава, № 26 – скундопорфирные риолиты повышенной калиевоности, № 27 – дайка диоритовых порфиритов, № 28 – эффузивные тела и дайки трахидицит – К-риолитового состава. Комплекс Деока (от ранних к поздним интрузивным фазам): № 29 – с/з-к/з Би-Гст моногранодиориты – адамеллиты, № 30 – с/з-к/з Би гранит-лейкограниты ГФ, № 31 – к/п Би граносенит-порфиры, № 32 – гранит-порфиры. Комплекс Кана: № 33 – с/з Би граниты первой фазы, № 34 – с/з-к/з граниты второй фазы, № 35 – к/з Би лейкограниты, аляскиты третьей фазы (ГФ), № 36 – аплитовые и пегматитовые жилы и дайки. Комплекс Хонронт: № 37 – долеритовые дайки. Аналитика: петрогенные оксиды (мас. %) определялись методом «мокрой» химии с разделением Fe, O₃ и FeO, редкие элементы – методом РФА в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Условные сокращения: м/з – мелкозернистый, с/з – среднезернистый, к/з – крупнозернистый, к/л – крупновкрапленный, Би – биотит, Амф – амфибол (роговая обманка), Гст – гастингсит, ГФ – главная интрузивная фаза, ФДИ – фаза дополнительных интрузий, ЗФ – заключительная фаза в гранитоидных массивах (по Коптеву-Дворникову). Объектно-ориентированную базу данных вулканических и интрузивных комплексов можно получить по адресам: 1) Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия. e-mail: Vladimig@igm.nsc.ru; 2) Institute of Geological Sciences (IGS), Vietnam Academy of Science and Technology (VAST), Hanoi, Vietnam. e-mail: luanh_phan@yahoo.com.

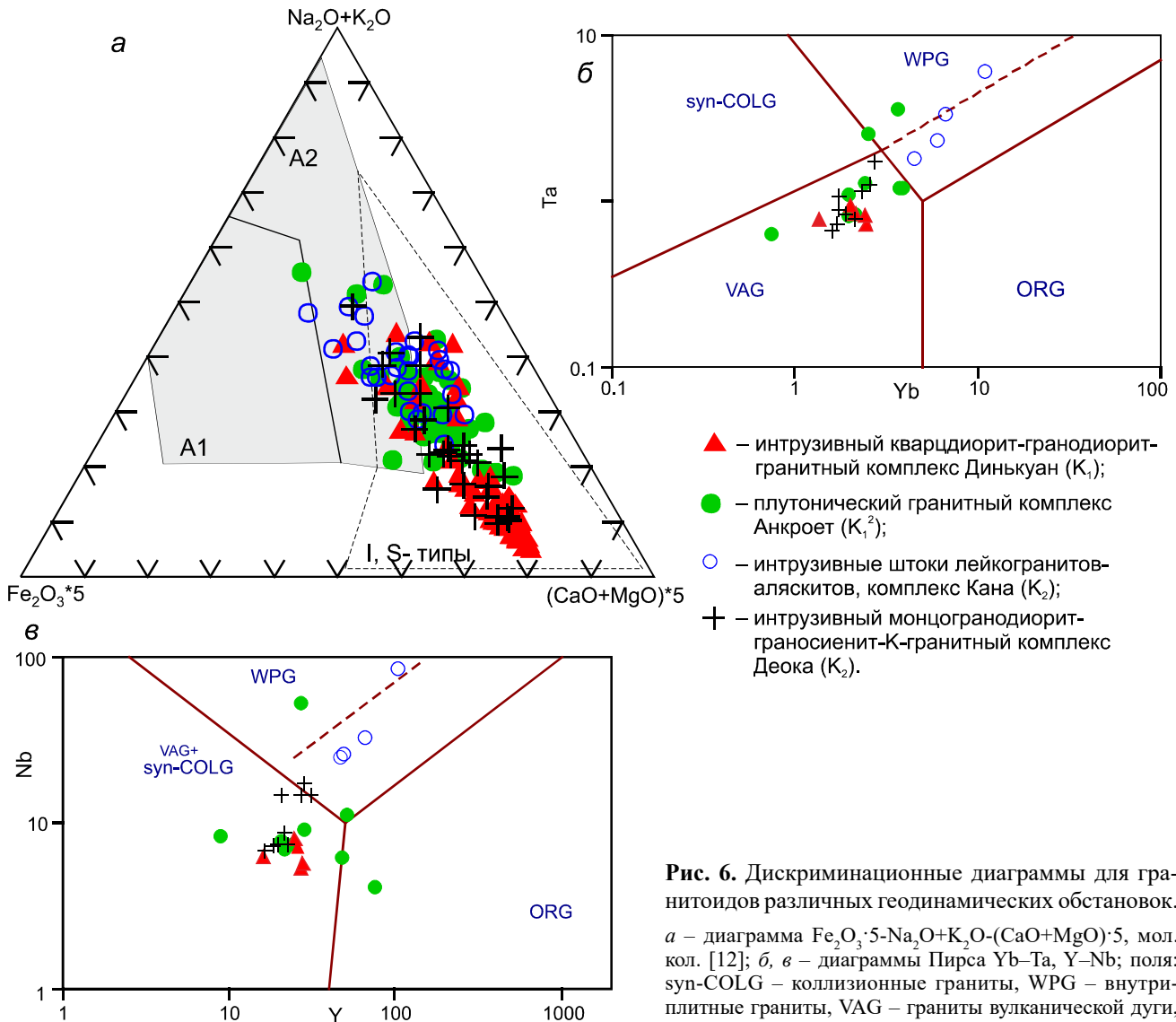


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы для гранитоидов различных геодинамических обстановок. *а* – диаграмма $Fe_2O_3 \cdot 5-Na_2O+K_2O-(CaO+MgO) \cdot 5$, мол. кол. [12]; *б, в* – диаграммы Пирса Yb-Ta, Y-Nb; поля: syn-COLG – коллизионные граниты, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканической дуги, ORG – граниты океанического хребта.

A1 – поле кремнекислых пород внутриплитных геодинамических обстановок: океанических островов и континентальных рифтов; A2 – кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентальных типов. Диаграмма «а» построена на основе объектно-ориентированной базы данных (табл. 3), диаграммы «б», «в» – на основе представительных геохимических анализов гранитоидов, опубликованных в [4, 27, 47, 52].

ная редкометалльность, а, следовательно, потенциальная рудоносность зависят от состава магнообразующего субстрата. В Северном Вьетнаме, где сиалический профиль фундамента не вызывает сомнений, с ними связано большинство Sn-W кварцево-жильных месторождений, в зоне Далат эти лейкограниты имеют Au-Mo ± Cu специализацию [3, 26, 27, 39, 40].

Долеритовый дайковый комплекс Хонронг (K_2) обнаруживает черты синконсолидационного внедрения в лейкограниты Кана, например, в массиве Хонронг (близ г. Фан Ранг) они контактируют с лейкогранитами комплекса Кана. Здесь отмечаются тонкие ветвистые аплитовые прожилки в базитовых дайках.

Эти геологические факты позволяют отнести долеритовый комплекс Хонронг к дайкам комбинированного типа, завершающим магматизм в зоне Далат, но сохраняющим признаки взаимодействия глубинных базитовых и гранитных расплавов в условиях вязкохрупкопластичных сдвиговых деформаций (модель сдвиговой дилатации минглинг-даек, по [8]). Химический состав долеритов комплекса Хонронг позволяет отнести их к субщелочным лейкобазитам (табл. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геодинамическая интерпретация. Вышеприведенные геологические [17, 39], структурно-геоло-

гические [17] и геохронологические [4, 5, 27, 47, 52] данные позволили обосновать новую схему магматизма для зоны Далат (табл. 2) и на ее основе выделить гранитный комплекс Анкрот K_1^2 , который необходимо рассматривать как прямой петрологический индикатор трансформной континентальной окраины на востоке Азии. Для этого гранитного комплекса приведены новые U-Pb и Ar-Ar изотопные даты (табл. 1), что позволило провести переиндексацию магматических комплексов на геологической карте Вьетнама масштаба 1:200 000 (рис. 3). Эта геологическая карта позволяет провести сравнительный анализ различных геодинамических моделей, предложенных для интерпретации геологического строения и магматизма Юго-Восточного Вьетнама [4, 5, 17, 27, 39, 47, 52]. На рисунке 7 эти модели приведены в графическом виде и не требуют специальных комментариев. Отметим только, что геодинамическая модель зоны Далат, предложенная в настоящей статье, позволяет объяснить: а) инверсию тектонического режима и прекращение субдукции на возрастном рубеже поздняя юра – ранний мел [17], б) скучивание литопластин и постсубдукционный орогенез в трансформной окраинно-континентальной обстановке, сопровождавшейся гранитами Динькуан [47, 48], в) синорогенетический коллапс, связанный с резким утонением окраинно-континентальной литосферы и, как следствие, внедрением гранитов Анкрот [4, 5, 52], г) кратковременное растяжение окраинно-континентальной литосферы ($\Delta t \sim 5-7$ млн лет), разрыв коры и заложение Южно-Китайского моря.

В предложенной модели становится очевидным, что сейчас зона «прото-Далат» рассечена на две современные части территорий, где в прибрежной полосе Юго-Восточного Вьетнама находятся субщелочные магматиты Нячанг-Деока-Кана (K_2^2), а в юго-западной части о-ва Борнео – их формационные аналоги [31]. Важно подчеркнуть, что инициирующим глубинным фактором для создания современной географической архитектуры Юго-Восточной Азии (ЮВ Вьетнам – Южно-Китайское море – о-в Борнео) являлся разрыв субдукционной океанической литосферной плиты, и, как следствие, астеносферный диапиризм [18, 28, 30]. Результаты численного моделирования мантийной конвекции и плюмов, в том числе астеносферных диапиров, сейчас не позволяют дать однозначного ответа о поведении верхней мантии при взаимодействии океанической и континентальной литосферных плит в случае разрыва слэба. Наиболее приемлемой является гипотеза, согласно которой изолированные горячие области называются уже не плюмами или астеносферными диапирами, а термиками, поскольку у них нет ножки (см. обзор [24]). Этот подход отражен в геодинамической модели, связывающей «замерза-

ние» магматизма на краях Южно-Китайского моря с его одновременным раскрытием, при этом формируется новая субдукция за пределами Южно-Китайского моря, в Тихом океане (рис. 7).

Термохронология. Вышеприведенный анализ эволюции магматизма и геодинамики зоны Далат оставляет открытым главный петрологический вопрос – существовала ли в этом сегменте земной коры родоначальная гранитоидная магма, дифференциаты которой обеспечили разнообразие всех петрографических породных групп и их металлогеническую специализацию? Петрогеохимические и изотопные данные по гранитоидному магматизму зоны Далат не противоречат гипотезе о существовании единой родоначальной магмы в позднемезозойский период времени, однако требует детального обоснования возраста магматических комплексов зоны Далат.

Для ответа используем термохронологический подход, который позволяет установить не только время консолидации гранитного расплава, но и проследить термическую историю его остывания на разном глубинных уровнях земной коры [19, 20, 22]. В этой связи необходимо вспомнить, что минералы-геохронометры позволяют оценить время закрытия изотопных систем, которое в близповерхностных условиях и на гипабиссальной фации глубинности практически совпадает в различных минералах (циркон, амфибол, биотит и др.), т.е. отражает реальное время кристаллизации магмы. С увеличением глубины ($P_{\text{общ}}$) появляется все большая разница, например, между U-Pb изотопным возрастом, определенным по циркону, и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастом, определенным по биотиту ($\Delta t_{\text{Zrn-Bt}}$). С учетом этих комментариев [6, 7, 20, 22, 23, 37, 54] предложена термохронограмма (U/Pb, Ar/Ar, Rb/Sr) гранитоидных батолитов и термическая кривая остывания земной коры Юго-Восточного Вьетнама (рис. 8).

Математическое моделирование и оценка длительности формирования гранитоидных расплавов. В общем случае формула расчета температуры закрытия изотопной системы, предложенная М. Додсоном [37], не имеет аналитического решения. Это актуально и для реконструкции термических историй гранитоидных батолитов. В этом случае, при интерпретации данных мультисистемного и мультиминерального изотопного датирования нами, с одной стороны, проводилось численное моделирование динамики остывания и кристаллизации гранитоидного расплава, с другой – для полученных модельных термических историй в пределах гранитоидного массива и вмещающих его пород проводилось решение уравнения диффузии дочернего изотопа (^{40}Ar радиогенного) в минералах-геотермохронометрах. При расчетах

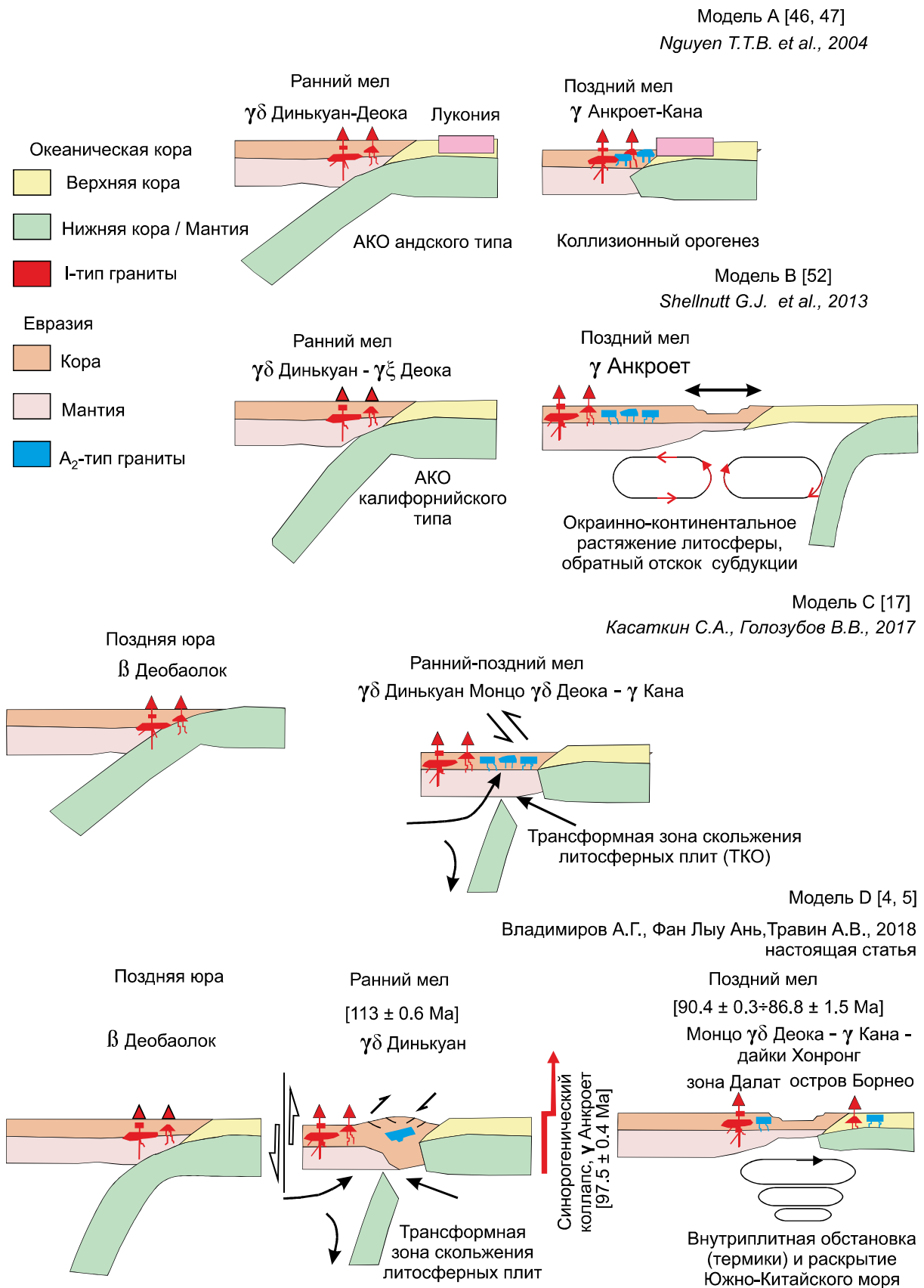


Рис. 7. Геодинамические модели для Юго-Восточного Вьетнама, зона Далат.

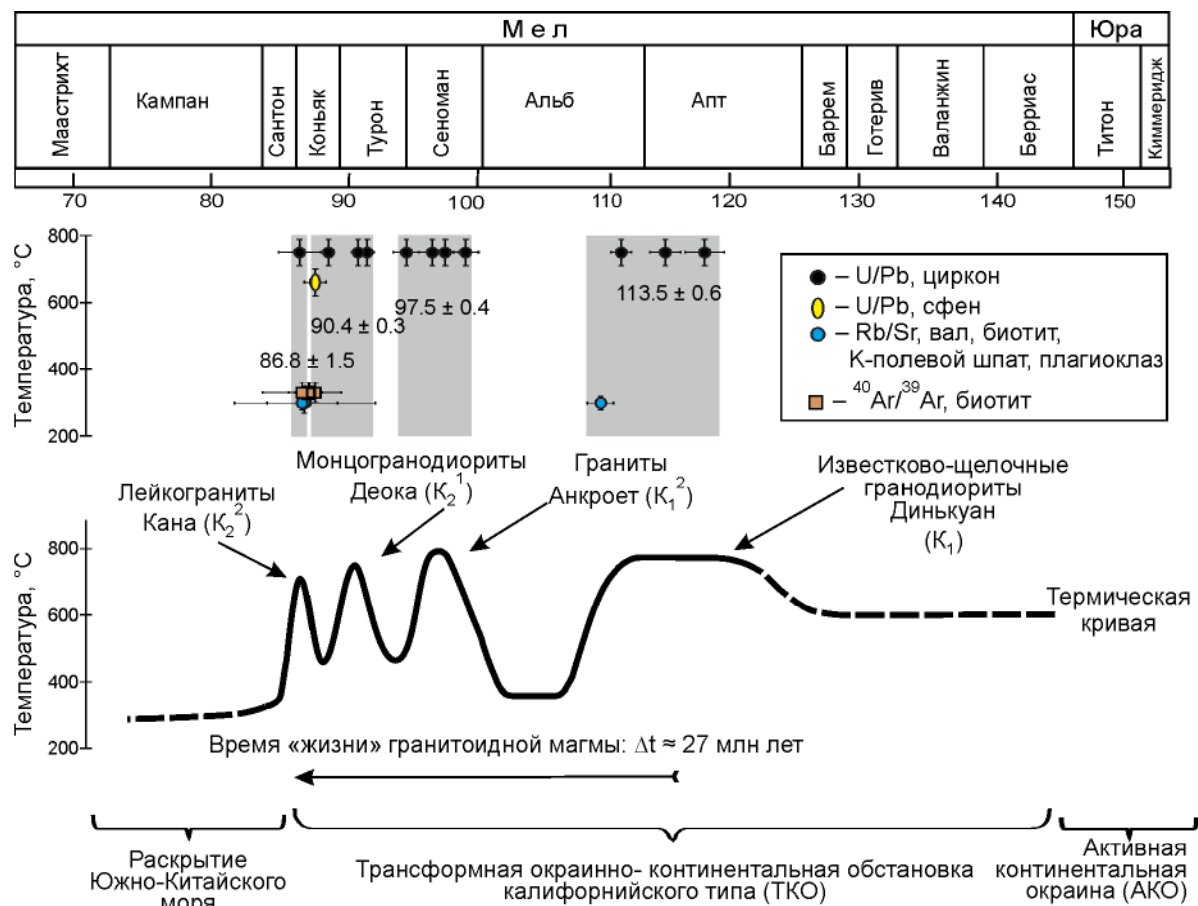


Рис. 8. Термохронограмма (U/Pb, Ar/Ar, Rb/Sr) гранитоидных батолитов и термическая кривая остывания земной коры Юго-Восточного Вьетнама.

использовались кинетические параметры, полученные для основных минералов-геотермохронометров в лабораторных гидротермальных экспериментах (сводка, [41]). Суть предложенного подхода состоит в подборе методом решения обратной задачи сценариев эволюции гранитоидных батолитов, при которых расчетные времена закрытия изотопных систем согласуются с экспериментальными результатами мультисистемного и мультиминерального датирования.

Решение уравнений теплопроводности и диффузии проводилось численным методом, основанным на центрально-симметричной разностной схеме. При выборе начальных условий моделирования и сценариев эволюции учитывались: 1) наблюдаемый диапазон датировок одной изотопной системы в минеральных зернах одного вида, зависящий от положения точки отбора в пределах гранитоидного массива (например, центр – край, кровля – нижняя часть), от принадлежности изученных образцов к различным магматическим комплексам, фазам магматизма; 2) диапазон значений датировок, полученных различными изотопными методами, по минералам одной пробы. Моделируя

те или иные конфигурации и последовательность геологических событий, в том числе наложенных, можно подобрать термические истории таким образом, что они будут удовлетворять реальным датировкам с достаточно большой степенью достоверности. Благодаря этому подходу, становится возможным подтвердить или опровергнуть тот или иной вариант геологического сценария.

Алгоритм численного решения был реализован на языке программирования MATLAB в одноименном пакете математических программ и опробован на ряде объектов, в числе которых Калгутинская рудно-магматическая система (Горный Алтай) и рудные объекты Калба-Нарымского гранитоидного батолита, Ангаро-Витимский батолит и гнейсогранитный массив Шонгчай, Северный Вьетнам [1, 2, 4–7, 19, 20, 23].

Граничные условия для математического моделирования. При численном моделировании термической истории формирования меловых гранитоидных батолитов зоны Далат были заложены физические свойства пород, представленные в таблице 4. Морфология и глубинное строение представлены в

Таблица 4. Входные параметры алгоритма, принятого для численного моделирования термической истории формирования зоны Далат (Вьетнам).

Параметр	Интрузия	Вмещающие породы
Теплопроводность, Вт/(м·К)	8.16	3.48
Теплоемкость, Дж/(кг·К)	693.50	733
Плотность, г/м ³	2.87	2.93
Геотермальный градиент, °С/км	–	35
Шаг сетки, м	500	500
Температура расплава начальная °С	928	–

Примечание. Физические свойства пород оценивались согласно минеральному составу и соответствующим свойствам отдельных минералов. Состав протолита интрузии отвечал составу главной фазы комплекса Динькуан (табл. 3), состав вмещающих пород соответствовал кларку земной коры. Начальная температура оценивалась по температуре насыщения цирконием.

виде системы: «верхняя магматическая камера (гранитоидный батолит) – подводная ножка – глубокий гранитоидный очаг. Возрастные рубежи отражены на рисунке 8, при этом растяжение континентальной литосферы («мгновенная декомпрессия») принято в алгоритме как механическое перемещение магматической колонны с глубокого на верхний уровень земной коры. В качестве протолита взяты граувакки Катазиатского блока [5]. Нормативный минеральный состав граувакк: кварц – 10 %, плагиоклаз – 50 %, авгит – 40 %. Состав родоначальной магмы, очевидно, отвечал гранитам главной фазы комплекса Динькуан (табл. 3). Усредненный минеральный нормативный состав гранитов: Qz – 30 %, Pl – 35 %, Fsp – 35 %. Температурный режим оценен на основе Zr-термометра [55].

При численном моделировании оценки времен становления гранитных плутонов зоны Далат решалось уравнение теплопроводности, учитывающее радиоактивное тепло делящихся элементов в земной коре. Начальная температура расплава полагалась по средней оценке насыщения цирконием и составила ~850 °С. Температурный градиент, определяющий тепловой поток в коре, у поверхности полагался 35 °С/км, равновесная температура в коре определялась исходя из стационарного решения данного уравнения теплопроводности с учетом температуры поверхности и градиента температур у поверхности. Согласно принятой геодинамической модели развития региона и изотопным датировкам был выделен рубеж в 97 ± 3 млн лет, когда произошло резкое сокращение мощности коры (альб-сеноман). Данное событие может быть представлено резким сбросом литостатиче-

ского давления ($\Delta P_{\text{общ.}} = 3.3$ кбар, $\Delta H \approx 11$ км) с сохранением температуры в подошве коры. Температура солидуса определялась в соответствии с давлением и долей остаточного расплава.

Результаты численных расчетов приведены в таблице 5 и отражены на рисунках 9, 10. В кратком виде они сводятся к следующим тезисам: а) термические истории гранитоидных батолитов зоны Далат взаимосогласованы только с двухкаскадной моделью, предлагающей существование глубинного (нижнекорового) магматического очага; б) оценка длительности существования родоначальной гранодиоритовой магмы Динькуан составляет $\Delta t \sim 27$ млн лет (рис. 8, 9); в) «замерзание» глубинного гранитоидного очага происходит только в том случае, если были эродированы вышележающие толщи мощностью $H \sim 11$ км, при $\Delta t \sim 5\text{--}7$ млн лет, что характерно для синорогенического коллапса [36].

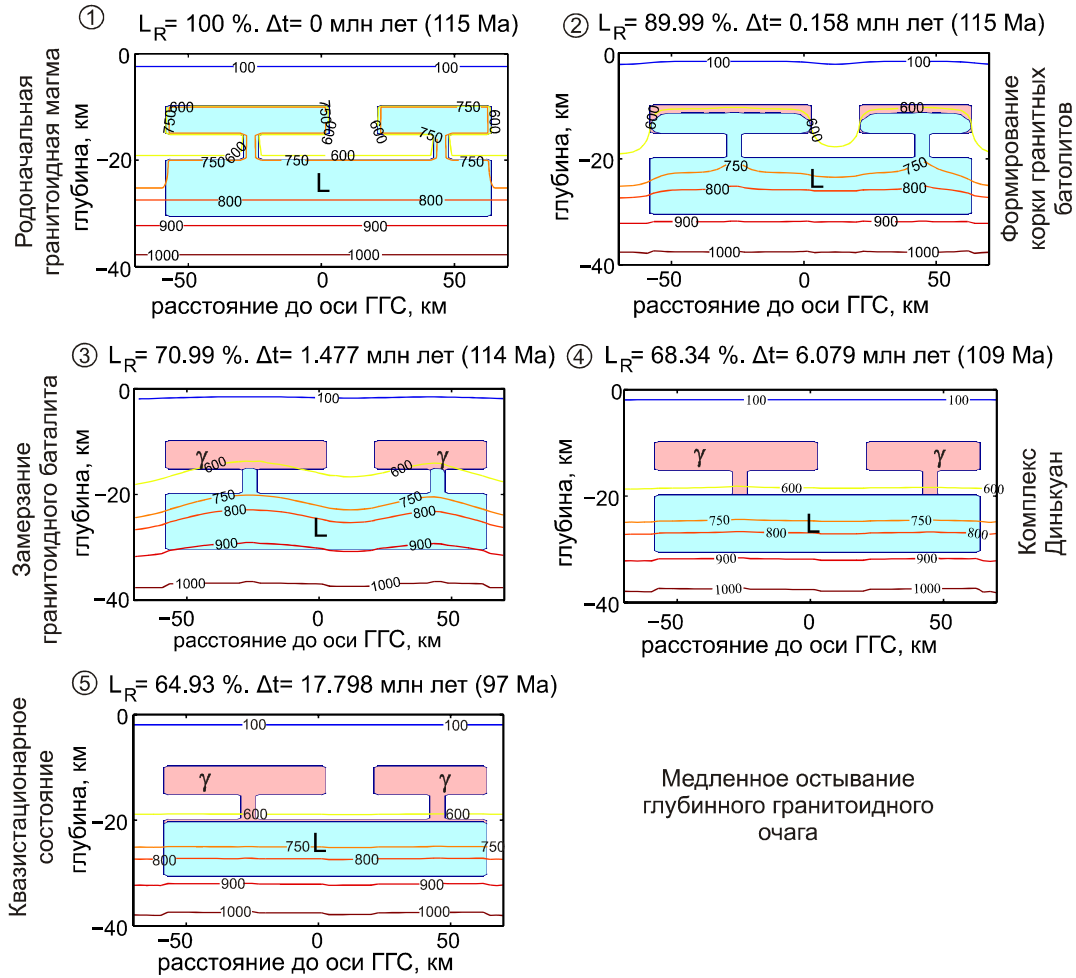
ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В геологической истории Юго-Восточного Вьетнама необходимо выделить особый рубеж (97.6 ± 0.4 млн лет, альб), когда началось резкое утонение окраинно-континентальной литосферы и, вероятно, разрыв коры, заложение Южно-Китайского моря (рис. 7). Структурными и петрологическими индикаторами инверсии геодинамического режима (от транспрессии к транстенсии) являются граниты Анкроет [4, 5, 17, 52], межгранитные и постгранитные дайковые пояса, указывающие на доминанту левых сдвигово-раздвиговых дислокаций СВ простирания [4, 5, 17]. Антидромная последовательность внедрения даек с увеличением роли мантийной компоненты (от аплитов до долеритов) свидетельствует об отмирании глубинного гранитоидного очага («полузамерзшего» слоя) и трещинном внедрении базитовых расплавов из подстилающего мантийного очага (андерплейтинг). Это означает, что гранитоидный магматизм зоны Далат (40 % общей площади региона) должен рассматриваться в составе единого альб-сеноманского окраинно-континентального орогенного пояса Восточной Азии, представляющего собой новообразованный участок континентальной литосферы [31].

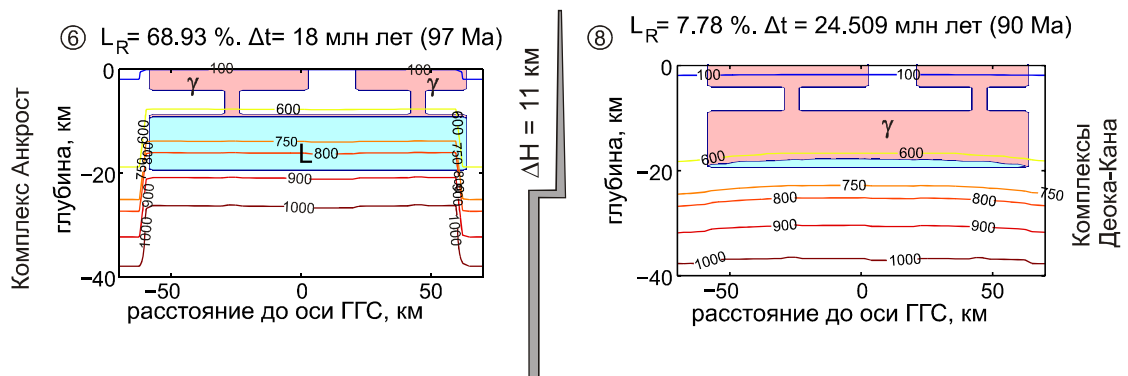
Термохронологический анализ (U/Pb, Rb/Sr, Ar/Ar) и реконструкция термической истории остывания гранитоидных батолитов зоны Далат позволяет утверждать, что существовала родоначальная гранитоидная магма (комплекс Динькуан, K_1). Длительность жизни магмы составляла $\Delta t \sim 27$ млн лет, финальные дифференциаты отвечают лейкогранит-аляскитам с Au-Mo ± Cu-минерализацией (комплекс Кана, K_2).

Решение численных задач, позволяющих согласовать геохронологические рубежи формирования

I этап – ТКО калифорнийского типа, граниты Динькуан



II этап - синорогенический коллапс, граниты Анкроет-Деока-Кана



гранитоидных батолитов зоны Далат и геологические данные (перемычки толщ, несогласия, конгломераты, аркозы и коры выветривания), показало, что наиболее оптимальной является двухкаскадная модель (гранитоидный батолит – подводящий канал – глубинный очаг). При этом решающим фактором в остывании всей магматической колонны являлась скачкообразная разгрузка кровли, то есть утонение

континентальной литосферы в результате сдвигово-раздвиговых деформаций и термик, возникающих на месте астеносферных диапиров, проникающих через разрывы слэба (рис. 10). Таким образом, представляется наиболее вероятным, что при формировании новообразованной коры Юго-Восточного Вьетнама решающую роль играли плейт-тектонические факторы и астеносферный диапиризм.

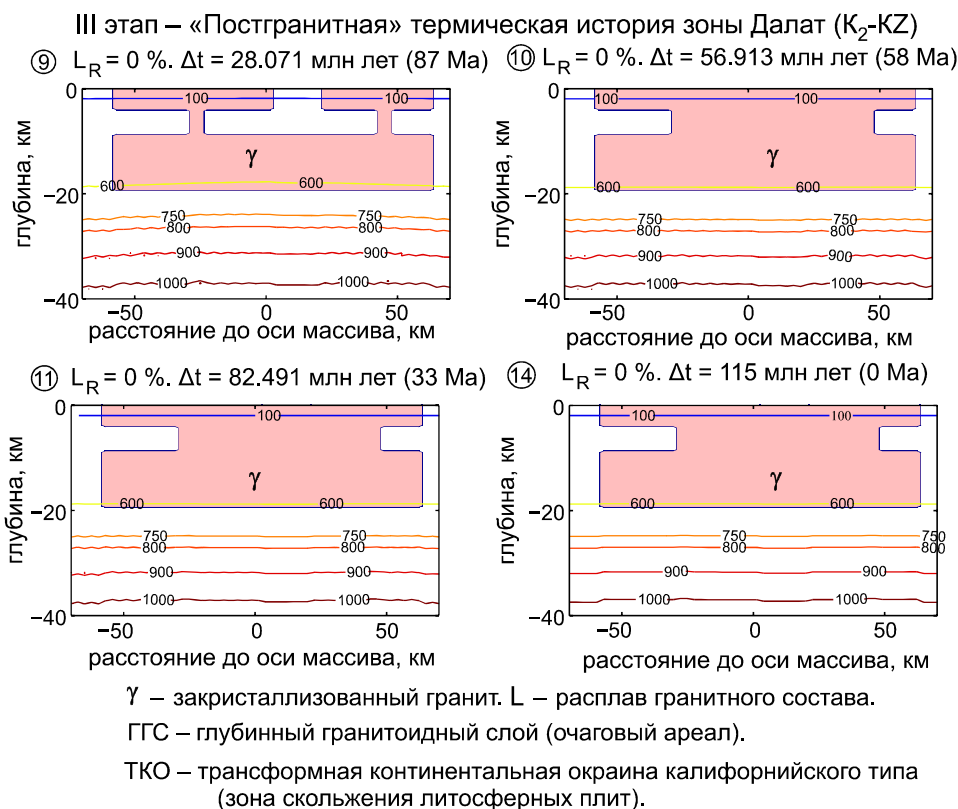


Рис. 9. Результаты численного моделирования, отражающие динамику остывания гранитоидных батолитов в разрезе земной коры юго-восточного Вьетнама (зона Далат).

В кружке указан номер картинка из таблицы 5 расчетных данных. Пояснения в тексте статьи.

Таблица 5. Результаты численного моделирования термической истории гранитоидных батолитов зоны Далат, двухкаскадная модель.

Размерности и величины	Начальное состояние	Образование корки	Кристаллизовался верхний каскад	Кристаллизовались подводящие каналы	Квази-стабионарное состояние		Синорогенический коллапс (ΔH ~ 11 км)	Застыла последняя капля расплава	Постгранитная термическая история зоны Далат (K ₂ -KZ)			
					10	10			-1	-1	-1	-1
H, км	10	10	10	10	10	10	-1	-1	-1	-1	-1	-1
Млн лет	115	115	114	109	97	97	91	87	58	33	11	0
Δt, млн лет	0	0.2	2	6	18	18	25	28	57	83	104	115
V _{LR} /V _{ch}	100	90	71	68	65	65	8	0	0	0	0	0
C/км	35	41	42	35	34	34	38	36	34	34	34	34
N	1	2	3	4	5	6	8	9	10	11	12	14

Примечание. H, км – глубина заложения кровли массива; млн лет – возраст события; Δt, млн лет – время, прошедшее с начала расчета; V_{LR}/V_{ch} – доля остаточного расплава относительно начального объема; C/км – локальный геотермический градиент у земной поверхности над центром массива. N – номер картинка на рис. 9.

БЛАГОДАРНОСТИ И ФИНАНСОВАЯ ПОДДЕРЖКА

Статья посвящена памяти профессора Э.П. Изоха и профессора А.П. Пономаревой, чьи геологические и геохимические материалы легли в основу представленной статьи.

Авторы благодарны вьетнамским геологам Ханг Чунг, Фан Тьен, Нгуен Ван Куен, Нгуен Дык Тханг, принимавшим участие в Советско-Вьетнамской экспедиции 1985–1986 гг., в ходе которой была разработана рабочая легенда магматических комплексов Южного

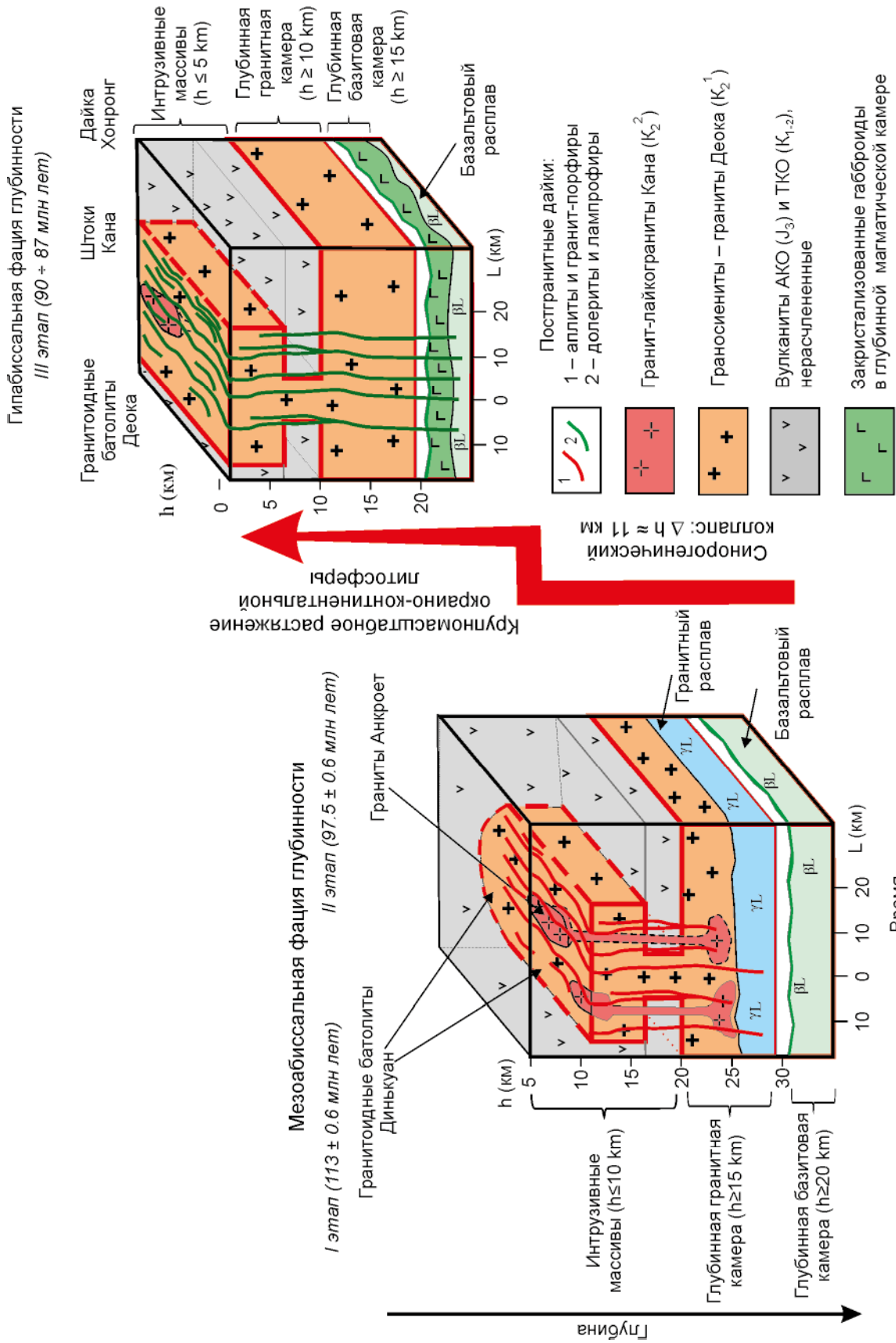


Рис. 10. Динамика формирования гранитоидных батолитов и дайковых поясов зоны Далаг в трансформной окраино-континентальной обстановке.

Вьетнама в целях Государственного геологического картирования масштаба 1:500 000. Авторы благодарны директору Института Геологических Наук (ИГН) при Вьетнамской Академии Наук и Технологий Чан Туан Ань и директору Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения РАН, д.г.-м.н. Н.Н. Круку, оказавшим поддержку предпринятых ревизионных работ в зоне Далат, Южный Вьетнам. Необходимо особо отметить значительную работу д.г.-м.н. В.В. Голозубова (ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток), который внимательно отслеживал подготовку этой статьи. Критические замечания В.В. Голозубова и анонимного рецензента позволили улучшить качество представленного фактического материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ – экспедиционные работы), правительства РФ (гранты №№ 14.Y26.31.0012; 14.Y26.31.0018 – аналитические исследования), Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 17-05-00936а – геохронологические исследования) и Российско-Вьетнамских проектов № 17-55-540001, VAST.NTQT.NGA.06/17-18 – подготовка объектно-ориентированной базы данных, обработка всех материалов и публикация.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Журавлев Д.З., Крук Н.Н., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Мороз Е.Н., Палесский С.В., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Сергеев С.А. U-Pb, ³⁹Ar/⁴⁰Ar датирование и Sm-Nd, Pb-Pb изотопное исследование Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы (Южный Алтай, Россия) // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 90–108.
2. Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Смирнов С.З., Ойцева Т.А., Михеев Е.И., Джес Е.Н., Травин А.В., Дьячков Б.А., Маслов В.И., Гертнер И.Ф. Геология и минералогия Ново-Ахмировского месторождения литиевых топаз-циннвальдитовых гранитов (Восточный Казахстан) // Литосфера. 2019. № 2. С. 304–326.
3. Владимиров А.Г., Фан Л.А., Крук Н.Н., Смирнов С.З., Анникова И.Ю., Павлова Г.Г., Куйбида М.Л., Мороз Е.Н., Соколова Е.Н., Астрелина Е.И. Петрология оловоносных гранит-лейкогранитов массива Пиа Оак, Северный Вьетнам // Петрология. 2012. Т. 20, № 6. С. 599–621.
4. Владимиров А.Г., Травин А.В., Фан Л.А., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Михеев Е.И., Семенова Д.В., Нгуен А.З., Тран Т.М., Тран Т.Л. Петрологические и термохронологические индикаторы зон скольжения литосферных плит (на примере плато Далат, Южный Вьетнам): Материалы науч. совещ. «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2018. Вып. 16. С. 48–50.
5. Владимиров А.Г., Травин А.В., Голозубов В.В., Фан Л.А., Михеев Е.И. Геодинамика и магматизм зон скольжения литосферных плит Востока Азии (на примере мезозоид Юго-Восточного Вьетнама): Материалы X Всерос. петрограф. конф. с междунар. участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов». г. Томск, 27–30 ноября. Томск, 2018. С. 66–69.
6. Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Мурзинцев Н.Г., Травин А.В., Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Гаврюшкина О.А., Ойцева Т.А. Возрастные рубежи и оценка длительности формирования Калгутинской Мо-W рудно-магматической системы (Алтай): термохронология и математическое моделирование // Геология и геофизика. 2019. № 8. С. 1126–1152.
7. Владимиров А.Г., Травин А.В., Фан Л.А., Мурзинцев Н.Г., Михеев Е.И., Нгуен А.З., Чан Т.М., Чан Т.Л. Термохронология гранитоидных батолитов и их трансформация в комплексы метаморфических ядер (на примере массива Шонгчай, Северный Вьетнам) // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. V. 10, N 2. P. 347–373.
8. Владимиров В.Г., Яковлев В.А., Кармышева И.В. Механизмы магматического минглинга в композитных дайках: модели диспергирования и сдвиговой дилатации // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. V. 10, N 2. P. 325–345.
9. Гатинский Ю.Г. Латерально-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 194 с.
10. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
11. Голозубов В.В., Малиновский А.И., Симаненко В.П. О тектонических реконструкциях Сихотэ-Алинского участка восточноазиатского края: возможны ли простые решения? // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 115–119.
12. Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 9. С. 1356–1373.
13. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск, 1978. 220 с.
14. Изох Э.П. Оценка рудоносности магматических формаций в целях металлогенического прогнозирования. М.: Недра, 1978. 136 с.
15. Кармышева И.В. Синкинематические граниты и коллизивно-сдвиговые деформации Западного Сангилена (ЮВ Тува): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 2012. 18 с.
16. Кармышева И.В., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. Синкинематический гранитоидный магматизм Западного Сангилена (ЮВ Тува) // Петрология. 2017. Т. 25, № 1. С. 92–118.
17. Касаткин С.А., Фунг В.Ф., Ле Д.А., Голозубов В.В. Меловые сдвиговые дислокации зоны Далат (Юго-Восточный Вьетнам) // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 6. С. 29–42.
18. Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И. Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит (Японское море) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 947–961.
19. Мурзинцев Н.Г., Травин А.В., Котлер П.Д., Владимиров А.Г. Численное моделирование термической истории и ареала термического влияния гранитного массива на вмещающие породы и поведение К-Аг системы в минералах-геохронометрах при этих процессах // Петрология магматических и метаморфических формаций: Материалы Всерос. петрограф. конф. с междунар. участием. Томск: Изд-во Томск. ЦНТИ, 2016. Вып. 8. С. 256–259.
20. Мурзинцев Н.Г., Травин А.В., Владимиров А.Г., Анни-

- кова И.Ю., Крук Н.Н., Дьячков Б.А., Ойцева Т.А., Котлер П.Д., Гаврюшкина О.А. Термохронология и численное моделирование термических историй пермо-триасовых редкометалльно-гранитных месторождений Алтайской аккреционно-коллизонной системы // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2019. V. 10, N 2. С. 357–404.
21. Таусон Л.В. Геохимия и металлогения дацитовых серий // *Геология руд. месторождений*. 1982. № 3. С. 3–14.
 22. Травин А.В. Термохронология раннепалеозойских коллизонных, субдукционно-коллизонных структур Центральной Азии // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57, № 3. С. 553–574.
 23. Травин А.В., Владимиров А.Г., Цыганков А.А., Анникова И.Ю., Мурзинцев Н.Г., Михеев Е.И., Хубанов В.Б. Термохронология гранитоидных батолитов Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород: Материалы Российской конф. по изотопной геохронологии*. г. Москва, 5–7 июня 2018 г. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 356–358.
 24. Трубицын В.П., Евсеев М.Н. Плюмовый режим тепловой конвекции в мантии Земли // *Физика Земли*. 2018. № 6. С. 37–47.
 25. Уткин В.П., Нгуен Чонг Ием, Хо Дак Хоай, Ле Чонг Кан, Нгуен Динь Ту, Лый Хой Тхонг, Чан Ле Донг, Нгуен Куок Кыонг, Ле Ван Чыонг, Ле Минь Куок. Геодинамические условия формирования депрессий Юго-Восточной Азии // *Тихоокеан. геология*. 1986. № 6. С. 12–23.
 26. Фан Л.А. Петрология высокоглиноземистых гранитоидов Вьетнама: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1996. 265 с.
 27. Фан Л.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Поляков Г.В., Пономарчук В.А., Чан Чонг Хоа, Нго Тхи Фыонг, Куйбида М.Л., Анникова И.Ю., Павлова Г.Г., Киселева В.Ю. Оловоносные граниты Вьетнама. Rb-Sr- и Ar-Ar изотопный возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования // *Докл. АН*. 2010. Т. 432, № 6. С. 815–821.
 28. Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г. Коллизонный орогенез: модель отрыва субдуцированной пластины океанической литосферы при континентальной коллизии // *Геология и геофизика*. 1996. Т. 37, № 1. С. 5–16.
 29. Ханчук А.И. (ред). Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
 30. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Валуй Г.А., Неволлин П.Л., Москаленко Е.Ю., Фугзан М.М., Кириозова Т.И., Травин А.В. Успенский интрузив Южного Приморья – петротип гранитоидов трансформных континентальных окраин // *Докл. АН*. 2008. Т. 420, № 5. С. 664–668.
 31. Ханчук А.И. Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманский окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // *Тихоокеан. геология*. 2019. Т. 38, № 3. С. 4–37.
 32. Allen C.R., Gillespie A.R., Yuan H., Sieh K., Zhang B., Zhu C. Red River and associated faults, Yunnan Province, China: Quaternary geology, slip rates, and seismic hazard // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1984. V. 95. P. 686–700.
 33. Belousov A.P., Nguyen Duc Thang, Bui Phu My, Vu Hung. On the subdivision of late Mesozoic volcanogenic formations in South Trung Bo // *Geology and Minerals of Vietnam*. 1984. V. II. P. 92–100. Division of Geological Mapping, Hanoi (in Vietnamese).
 34. Bui Minh Tam, Nguyen Van Suc, Trinh Xuan Hoa. Determining the content of trace element group in magmatic rocks by the neutron activation analysis // *J. Geol., series*. 2002 A, N 269. P. 9–19.
 35. Bui Phu My, Duong Van Cau. Long Binh Formation // *Geography, geology, environment. Geographical – Geological Associations*, Ho Chi Minh City. 1991. V. 1. P. 58–61.
 36. Condie K. Plate tectonics and crustal evolution. N.Y.: Pergamon Press, 1989. 288 p.
 37. Dodson M.H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1973. V. 40. P. 259–274.
 38. Engebretson D.G., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 1985. V. 206. 59 p.
 39. Geological and mineral resources map of Viet Nam on 1:200 000: Buon Ma Thuot (D-49-XXV), Tui Hoa (D-49-XXVI), Ben Khe (D-49-XXXI), Nha Trang (D-49-XXXII), Dalat-Cam Ranh (C-49-I&C-49-II), Phan Thiet (C-49-VII). 1997–1998. Ha Noi: Department of Geology and Minerals of Viet Nam.
 40. Geology and earth resources of Viet Nam / Tran Van Tri and Vu Khuc (Eds.). Ha Noi: Publ. House Sci. & Technol., 2011. 645 p.
 41. Hodges K.V. Geochronology and thermochronology in orogenic systems // *Treasure on Geochemistry*. Oxford, UK: Elsevier, 2004. P. 263–292.
 42. Huynh Trung, Nguyen Duc Thang, Phan Thien, Ngo Van Khai, Do Vu Long. Granitoid formations of the Đại Lộc, Sa Huỳnh and Chu Lai massifs // *Geology and minerals of Vietnam*. 1979. P. 159–169. Division of geological mapping, Hanoi (in Vietnamese).
 43. Huynh Trung, Nguyen Xuan Bao. The stages of major magmatic-tectonic activities in South Vietnam based on the synthesis of absolute age data // *Abstract report of the geological science anniversary 25 years of geological Vietnam*. Ha Noi, 1980. P. 30–31.
 44. International chronostratigraphic chart, Int. Com. On Stratigraphy. 2017/02; www.stratigraphy.org.
 45. Kuibida M.L., D'yachkov B.A., Vladimirov A.G., Kruk N.N., Khromykh S.V., Kotler P.D., Rudnev S.N., Kruk E.A., Kuibida Y.V., Oitseva T. A. Contrasting granite magmatism in the Kalba Fold Belt (Eastern Kazakhstan): Evidence for Late Paleozoic postorogenic events // *Asian Earth Sci.* 2018. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.08.027>.
 46. Nguyen T.B.T. Geochemistry and geochronology of granitoids in Dalat zone, South Vietnam: Implications for Mesozoic Circum Pacific magmatism and conclusions on the genesis of tin deposits: Dr Thesis, Germany: Univ of Tubingen, 2003.
 47. Nguyen T.T.B., Satir M., Siebel W., Chen F. Granitoids in the Dalat zone, southern Vietnam: age constraints on magmatism and regional geological implications // *J. Earth Sci.* 2004. V. 93. P. 329–340.
 48. Nguyen T.T.B., Satir M., Siebel W., Vennemann T.V.L. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam // *J. Asian Earth Sci.* 2004. V. 23. P. 467–482.
 49. Nguyen X.B. New data on the geology of South Việt Nam. Geological maps. 34:3-11. Division of geological mapping, Hanoi, 1977. (in Vietnamese).

50. Nguyen X.B., Vu N.H., Trinh L. A djust age of some Mesozoic stratigraphic units in Vietnam // *Geology, mineral resources and enviroment Vietnam / Division of geological mapping, South Vietnam, Ho Chi Minh City, 2000. P. 16–19.*
51. Nguyen X.B. Tectonics and metallogeny of South Vietnam, geological Expedition No 6. Department of Geology & Mineral of Vietnam, 2001. (in Vietnamese).
52. Shellnutt G.J., Lan C.-Y., Trinh V.L., Tadashi U., Huai-Jen Y., Stanley A. Mertzman, Yoshi Iizuka, Sun-Lin C., Kuo-Lung W., Wen-Yu H. Formation of Cretaceous Cordilleran and post-orogenic granites and their microgranular enclaves from the Dalat zone, southern Vietnam: Tectonic implications for the evolution of Southeast Asia // *Lithos. 2013. V. 182–183. P. 229–241.*
53. Tran D. L., Nguyen X.B., Izokh E.P. et al. Geological map of Vietnam with the scale 1:500 000 (in Vietnamese). Department of minning and geology, Hanoi, 1988.
54. Travin A.V., Vladimirov A.G., Phan L.A., Tsygankov A.A., Murzintsev N.G., Mikheev E.I., Nguyen A.D. Thermochronology of granitoid batholithes of the southeast and the Central Asia: 15th Regional Congress on geology, minerals and energy resources of Southeast Asia. 13th–21st, October, 2018. Ha Noi, 2018. P. 99–101.
55. Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett. 1983. 64. P. 295–304.*

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

после доработки 24.12.2019 г.

принята к печати 21.02.2020 г.

A.G. Vladimirov, L.A. Phan, A.V. Travin, E.I. Mikheev, N.G. Murzintsev, I.Yu. Annikova

Geology and thermochronology of Cretaceous magmatism of Southeast Vietnam

Geological, mineralogical, petrographic and geochronological studies (U/Pb, Rb/Sr, Ar/Ar isotopic dating) of the Dalat zone's magmatic complexes allowed us to distinguish two stages reflecting the change of geodynamic settings in Southeast Asia. The first stage (J_1) corresponds to the suprasubduction geodynamic setting, when Deobaoloc complex (calc-alkaline basalts, andesites, dacites and tuffs) formed. The second stage corresponds to the settings of transform continental margin associated with the formation of the slip zone between the lithospheric plates and the activation of general left-lateral strike-slip tectonics at the continent-ocean margin. Paleovolcanic structures and associated Dinhquan granitoid batholiths (113 ± 0.6 Ma), Ancroet granites (97 ± 0.4 Ma), Deoca monzogranodiorites (90.4 ± 0.3 Ma) and Cana leucogranites (86.8 ± 1.5 Ma) formed during this stage. Thermochronological analysis (U/Pb, Rb/Sr, Ar/Ar) and mathematical testing suggest that existence duration of parental granitoid magma in transform geodynamic setting is $\Delta t \sim 27$ Ma, and differentiation in deep chamber results to formation of final stage leucogranitic intrusions with Au-Mo±Cu mineralization.

***Key words:* calc-alkaline and alkaline granitoids, U/Pb, Rb/Sr, Ar/Ar isotope dating, suprasubduction and transform geodynamic settings, thermochronology, mathematical modeling, Dalat zone, Southeast Vietnam.**