

**ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ  
ОБРАЗОВАНИЙ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА.  
ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ\***

**А.Ю. Антонов**

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск*

Поступила в редакцию 2 августа 2002 г.

Обобщены результаты долговременных геологических и петролого-геохимических исследований мезозойско-кайнозойских магматических образований Станового хребта с целью выявления основных причин их зарождения и эволюции. Анализ материала показал, что широко варьирующие по составу позднемезозойские магматические образования Станового хребта формировались в различных фациях глубинности, от абиссальных до поверхностных. Большинство салических образований среди них по составу изменяются слабо, но мафические образования варьируют значительно и прежде всего на юго-востоке региона. При этом, на юго-востоке Становика примерно в равной степени присутствуют как субщелочные, так и низкощелочные магматические образования, в центральной его части – в большей степени субщелочные, а на северо-западе – только шошонит-латитовая серия. Данная зональность принципиально отличается от типично островодужной, так как в последней в каждой зоне проявляются вулканические породы, однотипные по щелочности. Близкие по щелочности и кремнеземистости эффузивные и интрузивные образования (а также шлировидные включения в гранитоидах региона) формировались из одних и тех же соответствующих по составу магм. К тому же, и мафические, и большинство салических магм формировались здесь в результате самостоятельных выплавок, а магмы промежуточного состава – по большей мере смешения контрастных по составу магм, т. е. салических и базитовых.

Выявлено, что весь имеющийся материал по магматизму региона лучше всего интерпретируется в рамках модели мантийного диапиризма. Так, в мезозое мантийные диапиры воздымались весьма медленно, причем на юрско-меловом этапе ( $J_3$ - $K_1$ ) – по всей территории Становика, генерируя щелочные и субщелочные базальты, а в ранне-позднемеловой период – в его центральной и восточной частях, формируя низкощелочные базальты. В кайнозое же диапир воздымался весьма быстро, но только на небольшом восточном участке региона, сформировав щелочные базальты. В отличие от кайнозойских, мезозойские диапиры и мафические магмы активно воздействовали на формации земной коры, приводя к их флюидному преобразованию, а затем – к выплавлению из них огромных объемов соответствующих по составу салических магм, которые впоследствии взаимодействовали и смешивались с мафическими и формировали соответствующую вещественную зональность. При этом, максимум формирования коровых магм приходился на осевые области воздымания диапиров, где энергетическое воздействие максимально, а при удалении от оси все больше формировались уже не типичные интрузивные образования, а автохтонные гнейсогранитоиды.

**Ключевые слова:** магматизм, мезозой, кайнозой, геохимия, петрология, флюид, диапир, Становой хребет.

**ВВЕДЕНИЕ**

Важной целью науки является выявление причин зарождения и различных путей эволюции магматизма в разнообразных структурах фанерозойского

этапа развития Земли. Подход к ней осуществлялся путём изучения и детального сопоставления как небольших и простых магматических структур, так и, прежде всего, сложных и крупных, вплоть до гло-

\* публикуется в дискуссионном порядке.

бальных структур с разнообразно и длительно развивавшемся магматизмом внутри и на границах континентов. Наиболее же интересными среди них считались те структуры, где в ходе эволюции проявлялись или предполагались процессы самых различных геодинамических обстановок (включая рифтогенные и “субдукционные”) и где магматизм можно было изучать в самых различных фациях глубинности, вплоть до абиссальных.

Примером одной из таких сложнейших структур является внутриконтинентальный мезозой-кайнозойский вулканоплутонический пояс Станового хребта по южному обрамлению Алданского щита, имеющий важнейшее значение в рамках всей Байкало-Алдано-Становой области. Имеется много публикаций, посвященных мезозой-кайнозойскому магматизму данного региона. Однако представления о его происхождении и эволюции до сих пор неоднозначны и нередко совершенно противоположны, что обусловлено недостаточной изученностью территории и, конечно, различной системой взглядов исследователей на эволюцию Земли. Все это предопределило главные задачи нашего, более чем 10-летнего исследования, и здесь предлагается краткое обобщение его результатов [5–18, 42, 43]. К этому же добавим, что в данной статье состав магматических пород Становика охарактеризован и интерпретирован в рамках новой их геохимической типизации, недавно разработанной автором по составам совокупности магматических пород более 50 регионов мира, сформированных в самых различных геодинамических обстановках [17, 18] (с упором на Восточную Африку, Восточную Сибирь, Дальний Восток и весь Тихоокеанский регион).

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Материал по магматизму Станового хребта собран автором в ходе работ с геологами экспедиции № 2 Всесоюзного Аэрогеологического треста. В работе использовано 500 химических и квантометрических силикатных анализов всей ассоциации магматических пород региона и 200 породообразующих и акцессорных минералов гранитоидов, более 15 тысяч количественных элементопределений по ним на 33 редких элемента, среди которых Li, Rb, Cs, B, F, Be, Ba, Sr, Sn, Zn, Pb, Ni, Co, Cr, V, Cu, Mo, W, Nb, Ta, Zr, Hf, Au, более 60 полных спектров РЗЭ, а также около 40 определений К-Аг возраста и изотопного состава Rb и Sr в породах и минералах.

Весь объем аналитических работ по составу пород и минералов Становика выполнен в Институте геохимии СО РАН им. А.П. Виноградова. Использо-

ванные аналитические методики, их характеристика и список ведущих аналитиков приводятся в таблице 1.

#### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МАГМАТИЗМА СТАНОВОЙ ЗОНЫ

В пределах Восточной Сибири и Дальнего Востока, по южному обрамлению Алданского щита и к северу от Монголо-Охотского пояса (от р. Олекмы на западе до хр. Джугджур на востоке) располагается Становая зона (рис. 1), формирование континентальной коры которой завершилось в протерозое [24, 66]. В её строении участвуют породы от архейского до кайнозойского возраста [60], причем примерно 70 % ее площади занимают плутонические, преимущественно гранитоидные образования [71].

Архейские образования с севера ограничивают область нижнепротерозойских толщ Становой зоны и обнаруживаются в виде крупных блоков внутри региона. Метаморфические толщи архейского возраста сформированы в основном по вулканогенно-осадочным образованиям. Они сильно эродированы, и о них сейчас можно судить лишь по наиболее глубинным продуктам гранулитовой фации. Архейские магматические породы представлены мелкими телами базитов и гипербазитов (габброиды, пироксениты и перидотиты) и интрузиями гранитоидов.

В начале протерозоя территория к северу от Становой зоны (Алданский щит) являлась горной страной. Продукты ее эрозии поступали в расположенные южнее Становой прогиб и западнее Олекминский прогиб, послужив материалом для мощных (15–20 км) раннепротерозойских толщ гнейсов и кристаллических сланцев станового комплекса (амфиболитовая фация метаморфизма). В это же время здесь сформировался и комплекс магматических образований от доорогенных базитов, гипербазитов и анортозитов до синорогенных гнейсогранитоидов (древнестановой комплекс) и посторогенных интрузий гранитоидов.

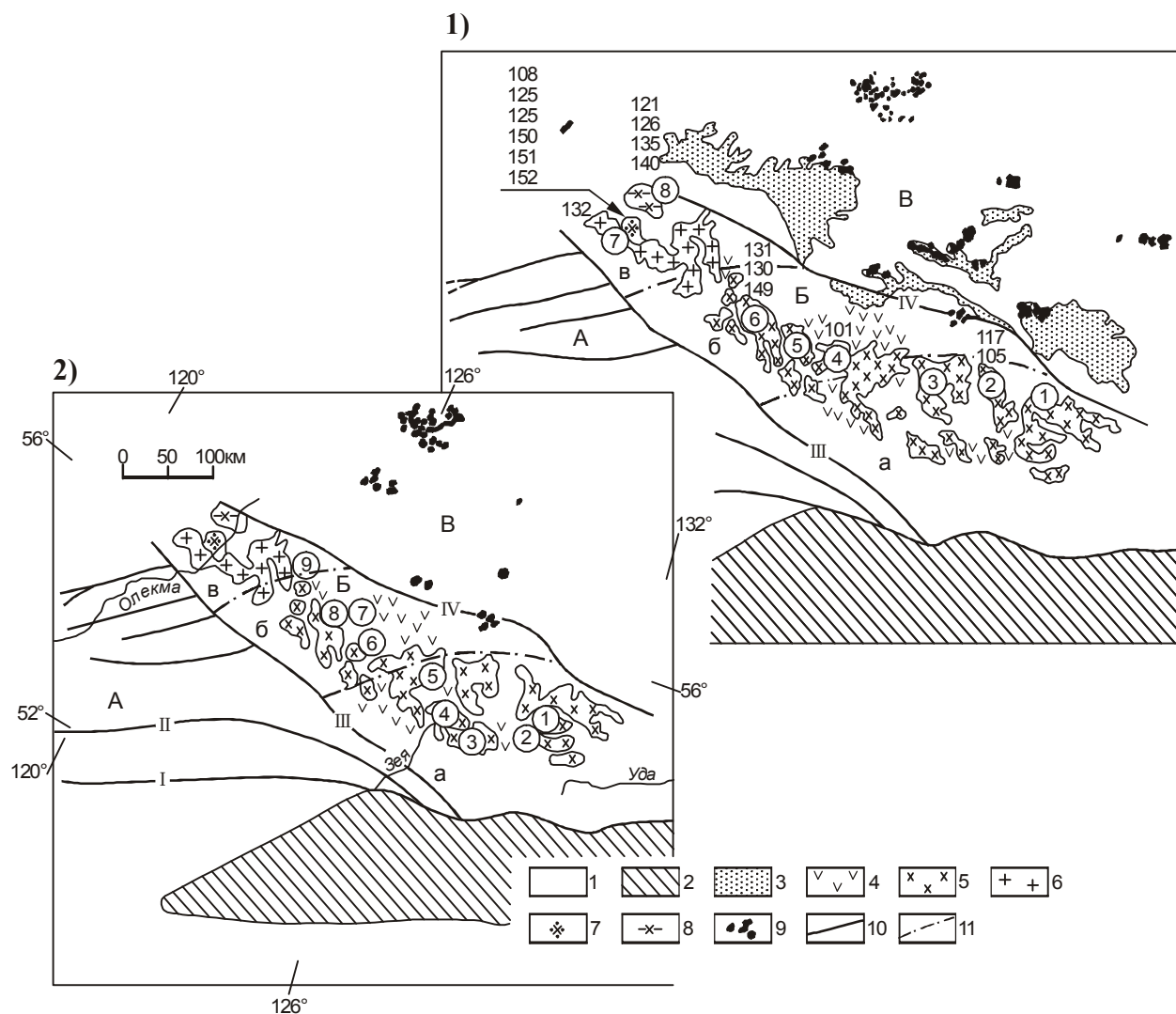
В конце протерозоя Становая зона – это антеклизы, где позднее развивались магматические процессы, весьма активные в позднем мезозое и совсем незначительные – в позднем кайнозое.

#### ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СТАНОВОГО ХРЕБТА

Один из крупнейших в Азии (протяженностью более 1000 км) позднемезозойский ( $J_3$ - $K_1$ ) магматический пояс Станового хребта, приуроченный к Становой складчатой зоне, образован цепью крупных гип- и мезоабиссальных гранитоидных массивов, а

**Таблица 1. Параметры аналитических методик, использованных для определения содержаний редких элементов и фтора.**

Элемент	Метод анализа	Предел обнаружения, г/г	Относительное стандартное отклонение	Ведущие аналитики
Li, Rb, Cs	Фотометрия пламени	0.5 0.5	0.05-0.07 - " -	В. Д. Цыханский С. И. Шигарова
Ba, Sr	Количественный атомно-эмиссионный спектральный анализ [40, 76]	20	0.15-0.20	С. К. Ярошенко
Sn		1.0	0.18	А. И. Кузнецова
W		0.5	0.25-0.30	
Pb		1.0	0.14	
Zn		10	0.20	
Ag		0.03	до 0.50	
Ge		0.8	0.25	
Ga		3.0	0.30	
Co		1.0	0.20	
Ni		2.0	0.20	
Cr		5.0	0.17	
V		2.0	0.17	
Mo		1.0	0.15-0.20	
Cu		0.3	0.22	Л. Л. Петров
B		0.6	0.17	
Be	0.2	0.15		
F	70	0.25-0.35		
Co	Атомно-абсорбционный [73]	10	При <50 г/г При >50 г/г 0.10-0.20 0.02-0.10	В. Д. Цыханский, О. А. Пройдакова
Ni		10	- " - - " -	
Cr		20	При <80 г/г При >80 г/г 0.10-0.25 0.02-0.10	
V		50	При <150 г/г При >150 г/г 0.10-0.25 0.02-0.10	
Cu		5	При <20 г/г При >20 г/г 0.10-0.15 0.01-0.10	
Zn		10	- " - - " -	
Nb, Zr, Ta, Hf	Количественный атомно-эмиссионный спектральный анализ с предварительным химическим обогащением [63, 74, 76]	0.1	0.20-0.30	Е. В. Смирнов В. Д. Цыханский С. Н. Арбатская В. В. Конусова
		0.2	0.20-0.30	
La		0.1	0.15-0.25	
Ce, Pr		0.3	0.20-0.30	
Nd		0.1	0.22-0.27	
Sm		0.1	0.15-0.30	
Eu		0.03	0.15-0.30	
Gd		0.1	0.10-0.22	
Tb		1.0	0.20-0.25	
Dy		0.1	0.22-0.30	
Ho		0.05	0.17-0.30	
Er		0.1	0.16-0.25	
Yb		0.01	0.10-0.15	
Lu		0.05	0.20-0.30	
Y		0.01	0.20-0.30	
W		0.01	0.20-0.30	А. И. Кузнецова
Au		0.0002	0.15	А. А. Хлебникова
Ba	Рентгено-спектральный [19]	100	0.15-0.20	В. П. Афонин Т. Н. Гуничева А. Л. Финкельштейн
Sr		50	0.15-0.20	



**Рис. 1.** Геологическая схема позднемезозойского магматизма Станового хребта и прилегающих к нему территорий Алданского нагорья.

А, Б, В – структурно-формационные зоны, по [31]: А – Верхнеприамурская, Б – Становая, В – Алданская; а-в – подзоны Становой зоны: а – юго-восточная, б – центральная, в – северо-западная. 1 – домезозойские образования; 2 – мезозойский морской Монголо-Охотский прогиб; 3 – мезозойские вулканогенно-осадочные толщи Южно-Алданских впадин; 4 – позднемезозойские эффузивные образования; 5–9 – позднемезозойские гранитоидные образования: 5 – гранодиориты, 6 – граниты, 7 – кварцевые монцитоны, 8 – гнейсовидные гранитоиды, 9 – магматические породы повышенной щелочности; 10 – основные разрывные нарушения: I – Южно-Тукурингский и II – Северо-Тукурингский разломы, входящие в состав Монголо-Охотского линейамента; III – Гилуйский и IV – Становой разломы; 11 – пограничные зоны, разделяющие Становую зону на несколько подзон с различным составом мезозойских гранитоидов.

На схеме 1) цифрами в кружках обозначены исследованные гранитоидные массивы в направлении простирания Станового хребта с юго-востока на северо-запад: 1 – Оконойский, 2 – Токско-Нуямский, 3 – Мульмугинский, 4 – Олонгройский, 5 – Дюпкойский, 6 – Тындинский, 7 – Чильчинский, 8 – Дырын-Юряхский.

Цифры у гранитоидных массивов – значения их К-Аг возраста.

На схеме 2) цифрами в кружках обозначены исследованные области проявления вулканических излияний по простиранию Станового хребта: 1 – гора Амагалас, 2 – хребет Талгыг, 3 – р. Бомнак, 4 – р. Мульмуга, 5 – р. Дёсс, 6 – вулкан Атычан, 7 – вулкан Типтур, 8 – верховья р. Верхняя Ларба, 9 – вулкан Тогунас.

также многочисленных, но в основном небольших полей проявлений эффузивов, развитых по их обрамлению (рис. 1).

Мезозойские гранитоидные интрузии Станового хребта прорывают архейские и раннепротерозойские толщи, покрывая более половины его общей площади. В юго-восточной части Становика исследовались Оконостская, Токско-Нуямская, Мультумгинская, в центральной части – Олонгройская, Дюпкойская и Тындинская, а в северо-западной – Чильчинская гранитоидные интрузии (массивы). В совокупности они характеризуют особенности всего этого пояса мезозойских плутонов. Возраст интрузивных образований, определенный нами Rb-Sr и K-Ar (рис. 1) методами, соответствует 100–150 млн лет для всех исследованных проб пород и минералов, отражая их позднеюрско-раннемеловой возраст [6, 16]. Он довольно близок к возрасту гранитоидов одного из подобных массивов (180 млн лет), определенному U-Pb методом [47].

В плане данные гранитоидные массивы нередко занимают огромные пространства (до >2 тыс. км<sup>2</sup>), но по большей мере вытянуты в северо-западном направлении. В разрезе их форма близка пологотрещинной с крутым подводящим каналом северо-западного простирания (мощность до 1,5–2 км). Мощности плитообразных пластин, отходящих от “подводящего” канала варьирует от 150–500 м до 2–6 км [32 и др.].

В пределах юго-восточной и центральной частей Становика главные интрузивные фазы (ГИФ) изученных массивов в основном сложены средне- и крупнозернистыми, иногда порфировидными (за счет вкрапленников калишпата и плагиоклаза) амфибол-биотитовыми гранодиоритами и гранитами с преобладанием первых. В зонах эндоконтактов они часто сменяются более меланократовыми породами (до диоритов) с зонами закалки у гипабиссальных образований. По южной и западной краевой части Тындинского массива проявлены наиболее глубокие крупнозернистые слабogneйсовидные диориты и кварцевые диориты, характеризующиеся постепенным контактом с метаморфическими толщами и отделенные тектоническим контактом от пород основных фаций массива. Гранитоиды ГИФ прорываются малыми телами мелкозернистых биотитовых, реже амфибол-биотитовых гранитов фазы дополнительных интрузий. Во всех этих образованиях проявлены жилы аплитовидных гранитов и пегматитов, а также самые поздние и многочисленные дайки гранодиорит- и гранит-порфиров.

В близэндоконтактовых и, в основном, в близкровельных зонах массивов гранитоидов нередко

встречаются разнообразные включения мафических пород, в том числе детально изученные нами мелкозернистые шпировидные включения с магматическими структурами [15].

В Чильчинской интрузии северо-западной части региона наиболее глубокие гранитоиды, на государственной геологической карте [20, 21, 39, 57] выделяемые в качестве наиболее ранней фазы, представлены крупнозернистыми, гнейсовидными и резкопорфировидными за счет вкрапленников калишпата монцонитами и кварцевыми монцонитами (сиенодиоритами). Контакты этих образований с древними метаморфическими образованиями постепенные. Монцонитоиды прорваны мелкими телами амфибол-биотитовых гранитов, которые, как и первые, пересекаются жилами лейкогранитов и пегматитов. По всему простиранию монцонитоидов и особенно вблизи контакта отмечается огромное количество в различной степени гранитизированных ксенолитов метаморфических пород. Формирование данных монцонитоидов, скорее всего, происходило в условиях той же мезоабиссальной фации глубинности, что и гнейсовидных кварцевых диоритов Тындинского массива, и они наиболее близки автохтонным образованиям (см. далее).

Основная часть Чильчинского массива, на государственной геологической карте [20, 21, 39, 57] выделенная в качестве 2-ой интрузивной фазы, расположена почти согласно над гнейсовидными монцонитоидами. Она сложена в основном однородными среднезернистыми гранитами, а иногда, на самых нижних горизонтах, – среднезернистыми кварцевыми монцонитами и сиенитами. Наиболее поздними в массиве являются многочисленные дайки и малые тела гранит-граносиенит-кварцевый сиенит- и гранодиорит-порфиров, реже – долеритовых порфиров.

Мезозойские автохтонные гранитоиды. В самой северной зоне Становика (прилегающей к Становому разлому) на контакте архейских и раннепротерозойских метаморфических толщ широко проявлены гранитоиды, по облику заметно отличающиеся от типичных интрузивных мезозойских гранитоидов региона. Изучены они на примере небольшого (~ 400 км<sup>2</sup>) Дырын-Юряхского (на западе) и более крупного Чубачинского (в центральной части региона) массивов. Контакт этих гранитоидов с архейскими породами резкий и крутой, скорее всего тектонический, а с раннепротерозойскими породами – расплывчатый, с постепенными переходами через зоны интенсивной мигматизации. В гранитоидах множество крупных скиалитов и провесов кровли протерозойских гранитизированных гнейсов, сланцев и ам-

фиболитов. Массивы сложены гнейсовидными, средне- и крупнозернистыми, часто порфириовидными (за счет выделений калишпата) амфибол-биотитовыми кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами со свойствами абиссальных слабоперемещенных (автохтонных) фаций. Фации этих гранитоидов прорваны мелкими жилами гранитов, аплитов и пегматитов.

Изученные автохтонные гранитоиды (как и все подобные им образования по региону) на государственной геологической карте [20] отнесены к нижнепротерозойским образованиям. В то же время, их возраст, определенный Rb-Sr и K-Ar методами для гранитоидов Дырын-Юрхского массива [6, 16], а также U-Pb методом для гранитоидов Чубачинского массива [44, 48], оказался 120–150 млн лет, т. е. в том же интервале ( $J_3$ - $K_1$ ) изучаемого нами позднемезозойского цикла магматизма региона. Это позволило их рассматривать здесь вместе с вышеописанными типично интрузивными образованиями.

Мезозойские вулканические образования. По северо-западной и юго-восточной периферии пояса мезозойских гранитоидов Становика расположены многочисленные поля мезозойских вулканитов, которые (как и гранитоидные массивы) часто контролируются разломами северо-западного простирания. Эти вулканиты приурочены к отложениям джелиндаканской и бомнакской свит (мощность до 2000 и 1000 м, площадь распространения ~ 900–1400 км<sup>2</sup>). Они залегают на размытой поверхности домезозойского фундамента, иногда мезозойских гранитоидов, а также на нижнемеловых песчаниках и конгломератах, т. е. являются продуктами наземных вулканов. По кремнекислотности данные вулканиты – бимодальная ассоциация с модами, соответствующими андезибазальту–андезиту и риодациту–риолиту [45, 46].

Следуя по простиранию Становика с юго-востока на северо-запад, вулканиты бомнакской свиты исследовались нами на 5-ти участках: в низовье рек Ток и Сивакан (г. Амагалас и хр. Талгыг), на реке Бомнак, а также реках Мульмуга и Сирик. Вулканиты джелиндаканской свиты изучались на 4-х участках: в верховьях рек Олонгро (вулкан Атычан), Могот и Гиллюй (вулкан Типтур), а также Верхняя и Нижняя Ларба (вулкан Тогунас) (рис. 1).

Нижнюю часть вулканического разреза региона обычно образуют лавы, лавобрекчии и туфы оливин-двупироксеновых (иногда с амфиболом и биотитом) базальтов, андезибазальтов (редко) и, в основном, двупироксен-плагиоклазовых и биотитсодержащих амфибол-плагиоклазовых андезитов. Выше залегают дациты (пироксен-амфибол-биотит-плагиоклазовые),

риодациты (амфибол- и кварцсодержащие биотит-плагиоклазовые, а также клинопироксен, биотит- и кварцсодержащие амфибол-плагиоклазовые) и риолиты. Последним свойственны тонкофлюидальные, иногда сферолитовые текстуры, а также субафировые структуры с редкими вкрапленниками биотита, кварца и плагиоклаза. Нередко разрез завершается лавами андезибазальтов и андезитов. Субвулканические дайки всех этих пород прорывают и покровные лавы, и смежные метаморфические толщи, и, нередко, гранитоиды мезозойских массивов.

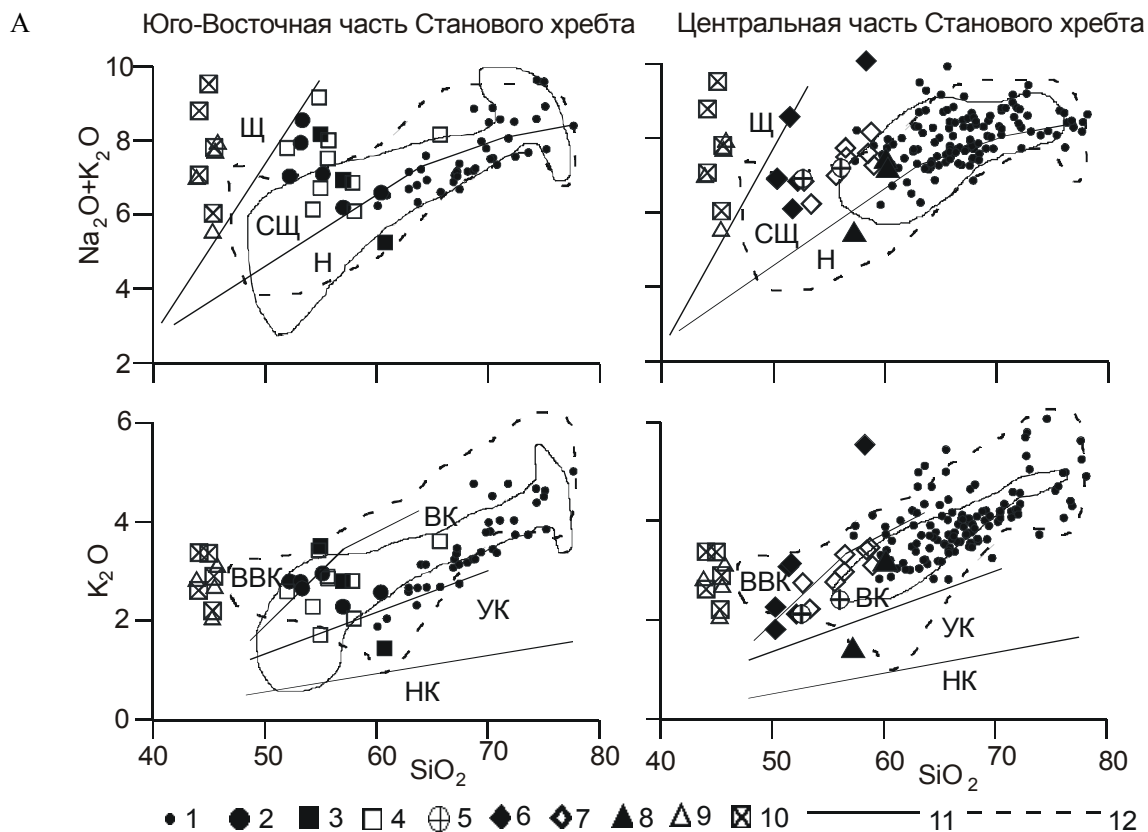
Возраст данных вулканитов Становика, определенный K-Ar методом, варьирует от 154 до 95 млн лет ( $J_3$ - $K_1$ ), с некоторым преобладанием более “молодых” цифр на юго-востоке [77; Ф.Д. Лёвин, устное сообщение по данным геологических отчетов геолого-съёмочной экспедиции Космоаэрогеология № 2]. Он аналогичен возрасту главных типов мезозойских гранитоидов региона.

Позднекайнозойские (миоцен-плейстоценовые) вулканические образования в пределах Станового хребта проявлены совсем незначительно на площади ~210 км<sup>2</sup> и лишь в самой восточной его части (поле базальтов Токинского Становика по южной окраине Алданского щита в верховьях рек Зеи, Алгомы, Улягира и Тока) [38, 49, 62]. Эти вулканиты представлены щелочными оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами и базальтоидами. Они слагают потоки, а также конусовидные вулканические постройки центрального типа. Длина потоков обычно достигает нескольких километров, изредка – 20–23 км, а их мощность – 10 м. Постройки имеют размер в основании от 0.8 до 5 км. Они приурочены к юго-западной границе крупного неотектонического блока, ограниченного новейшими активизированными разломами (Становой, Тыркандинский, Токинский и др.) [49], непосредственно примыкая к зоне Станового разлома.

## ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СТАНОВОГО ХРЕБТА

### Геохимия

Кайнозойские магматические образования в пределах Становика представлены лишь щелочными базальтами и базальтоидами [62] (табл. 2, рис. 2), обычно весьма низкокремнеземистыми (вплоть до пикритоидных, 43.85–54.74 % SiO<sub>2</sub>), высокотитанистыми, высокомагнезиальными, низкоглиноземистыми [13]. Среди базальтов региона они характеризуются максимальным обогащением всей ассоциацией некогерентных элементов, а также элемента-



**Рис. 2.** Соотношение содержаний суммы щелочей ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) и  $\text{K}_2\text{O}$  с кремнеземистостью ( $\text{SiO}_2$ ) в магматических образованиях различных частей Станового хребта.

А. Юго-Восточная и Центральная части Станового хребта. 1 – позднемезозойские гранитоидные образования юго-восточной и центральной частей Станового хребта; 2–4 – шлировидные включения в гранитоидах Токско-Нуямского массива юго-восточной части региона (2 – р. Сивагачи, 3 – р. Чапа, 4 – с других участков); 5 – слабонейсовидные габбро и диориты в юго-западной части Тындинского массива (р. Моракачи); 6–8 – шлировидные включения в гранитоидах Тындинского (6 – р. Аммунахта, 7 – р. Моракачи) и Дюпкойского (8) массивов центральной части Станового хребта; 9–10 – кайнозойские щелочные базальтоиды юго-восточной части региона (9 – оригинальные данные, 10 – по [62]); 11 – поля составов позднемезозойских вулканитов юго-восточной и центральной частей Становика, 12 – эффузивы вулкана Тогунас, самого северо-западного участка центральной зоны Становика.

ми группы железа. Детальный их состав удобно рассмотреть, используя недавно разработанную нами геохимическую классификацию базальтов (рис. 3) [17, 18], с помощью соответствующих спайдер-диаграмм. На них (рис. 3–7) реальные тренды нормированных по первичной мантии [85] составов базитов сопоставлены с лишними аномалиями эталонными трендами составов максимально насыщенных всеми некогерентными элементами щелочных базальтов современных горячих точек океанов (тренд OIB), сформировавшихся из обогащенной мантии, а также минимально- и средненасыщенных низкощелочных базальтов срединно-океанических хребтов, сформированных из, соответственно, деплетированной (N-MORB) и неистощенной (E-MORB) мантии. По этой классифика-

ции (рис. 3), щелочные базальты Становика (рис. 5к) четко соответствуют базальтам 1-ой группы 1-го геохимического типа, у которых тренды инициальных щелочных разностей совпадают с линией эталонного тренда OIB, а тренды субщелочных базальтов располагаются ниже. Характерно, что в эту группу попали составы только самых низкокремнеземистых и именно позднекайнозойских щелочных базальтов мира, причем и типичных внутриокеанических горячих точек типа Гавайской, и окраинно-континентальных рифтогенных структур, включая Чукотку, Вьетнам (рис. 3), море Лау, и внутриконтинентальных рифтов Байкало-Становой зоны, и т.д. [18].

Мезозойские магматические породы и вулканических, и плутонических серий Становика

Б

Северо-Западная часть Станового хребта

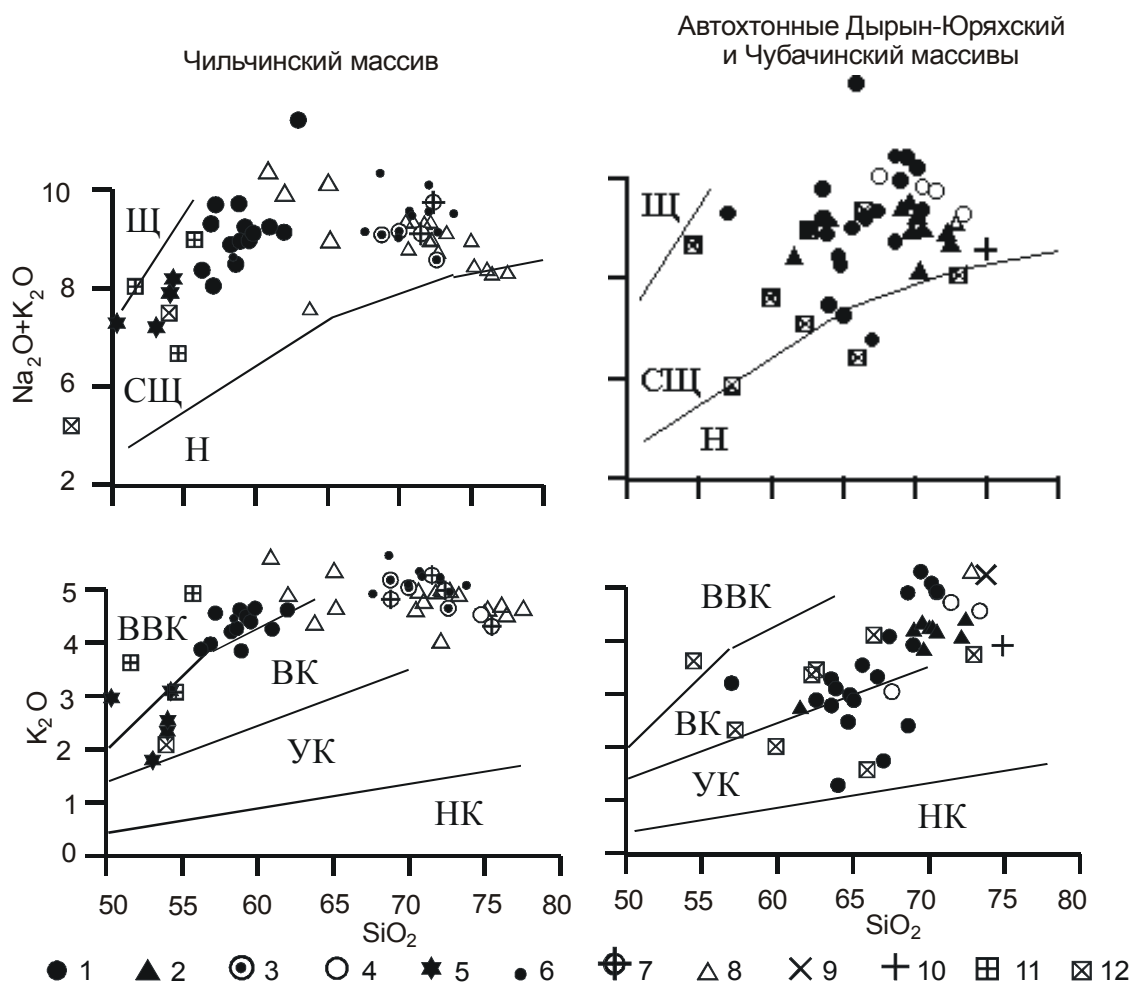


Рис. 2. (Продолжение).

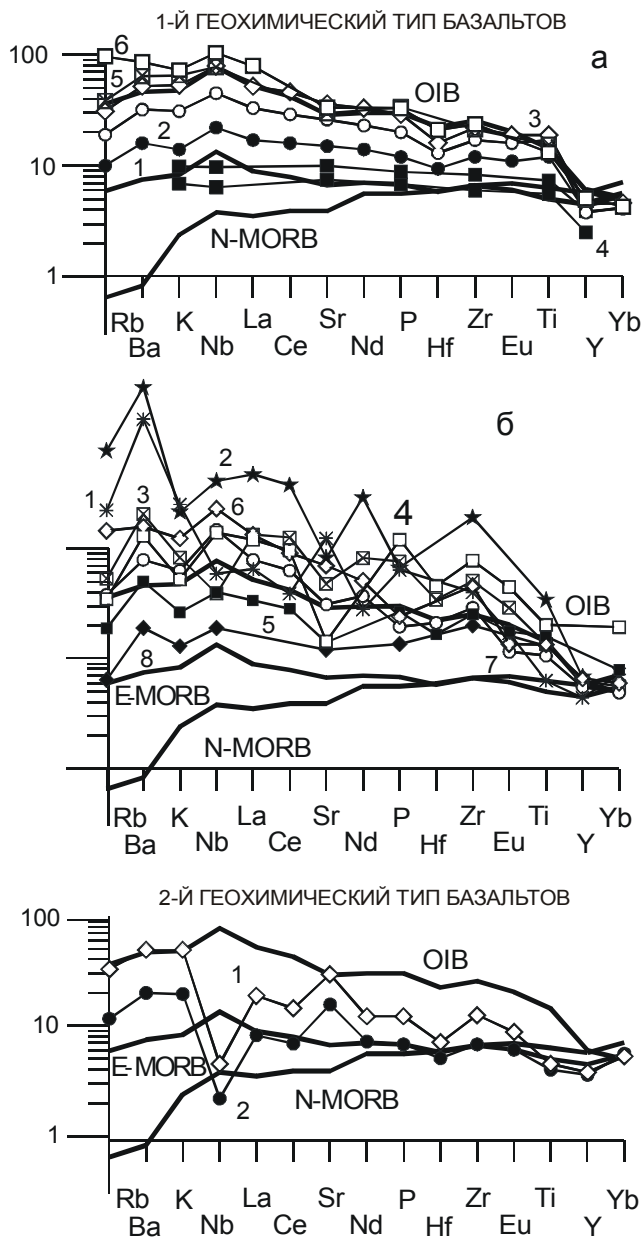
Б. Северо-Западная часть Станового хребта. Чильчинский массив: 1 – гранитоиды I-ИФ; 3 и 7 – гранитоиды II-ИФ и ее жильной серии; 5, 11, 12 – мелкие округлые мафические включения (5), а также ксенолиты узких дайкообразных тел (11) и кристаллических сланцев (12) в монцитонитах I-ИФ; 6 – образования комплекса поздних даек. Автохтонные массивы: 1–2 – гранитоиды ГФ Дырын-Юряхского (1) и Чубачинского (2) массивов; 4 и 8 – граниты жильной серии Дырын-Юряхского (4) и Чубачинского (8) массивов; 9–10 – жильные пегматиты Дырын-Юряхского (9) и Чубачинского (10) массивов; 12 – кристаллические сланцы метаморфического обрамления массивов.

Жирными линиями на графиках  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$  ограничены поля составов нормально-щелочных (Н), субщелочных (СЩ) и щелочных (Щ) магматических пород, по [36], а на графиках  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  – низкокальциевых (НК), умереннокальциевых (УК), высококальциевых (ВК) и весьма высококальциевых (ВВК) шошонит-латитовой серии магматических пород, по [83].

(табл. 2–3), детально рассмотренные в работах [7, 11–14, 42], по кремнеземистости варьируют от мафических до самых салических разностей, а по общей щелочности [36] и калиевости [83] – от весьма высококальциевых субщелочных (шошонит-латитовая серия) до умереннокальциевых низкощелочных образований нормального ряда (рис. 2). Содержания  $\text{TiO}_2$  в них обычно низкие, даже в базальтах только от 2.12 до 1.07 % (табл. 2). По соотношению  $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$  [80] все базальты юго-восточной части региона в основном соответствуют

толеитам, а в центральной части – примерно поровну толеитам и известково-щелочным образованиям; большинство средне- и высококремнеземистых разностей – известково-щелочные. При этом, в юго-восточной части Становика примерно в равной степени проявлены субщелочные и низкощелочные магматические образования, в центральной его части уже значительно преобладают высококальциевые субщелочные разности (рис. 2). Почти все эти породы – высокоглиноземистые, кроме некоторых базальтов вулкана Тогунас, близких по





**Рис. 3.** Геохимические составы базальтов, нормированных по первичной недеPLETED мантии [85].

1-й геохимический тип базальтов: а – *первая группа*: средние составы Kz толеитовых (1), субщелочных (2), щелочных (3) базальтов; низкощелочные пикриты (4) Гавайского хребта [26], щелочные базальты Чукотки (5) и Вьетнама (6) [11];

б – *вторая группа*: Mz лампроиты Алданского щита (1) и Австралии (2) [22, 27], Mz щелочные базальты Восточного Забайкалья (3) [34], Kz щелочные (4) и низкощелочные (5) базальты Снейк-Ривер (США) [79], Kz щелочные (6), субщелочные (7) и низкощелочные (8) базальты трапповой стадии Восточно-Африканского рифта [2].

2-ой геохимический тип базальтов: средние субщелочные (1) и низкощелочные (2) базальты тыловой и фронтальной зон кайнозойского вулканизма Курильской островной дуги [1].

составу к кайнозойским низкоглиноземистым щелочным базальтам региона.

По геохимическим свойствам мезозойские магматические образования юго-восточной и центральной частей Становика в общем плане довольно близки, причем интрузивные и эффузивные разновидности соответствующей кремнеземистости и щелочности, так же как и шлировидные включения в гранитоидах, имеют близкий петро- и микроэлементный состав (рис. 4).

По средним содержаниям K, Na, Ni, Co, Cr, V, Sn, Pb гранитоиды юго-восточной и центральной частей Становика близки геохимическому типу палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда [68] или гранит-гранодиоритовому геохимическому типу [41], хотя и отличаются от них заметно повышенными содержаниями Ba и Sr.

В Чильчинском массиве северо-западной части Становика кварцевые монцитоны по содержаниям K, Na, Be, Sn, Pb, Zn, Nb, Ta, Zr близки геохимическому типу палингенных гранитоидов щелочного ряда, а по Li, Rb, Ba, Sr и Ni, Co, Cr, V – геохимическому типу монцитонидных гранитоидов латитового ряда [68]. Граниты главной фазы этого же массива по составу наиболее близки геохимическому типу палингенных гранитоидов щелочного ряда [68], что может указывать на их генетическую связь с кварцевыми монцитонами.

Соответственно, в пределах Станового хребта выявляется закономерное изменение средних составов магматических образований, которое можно рассматривать либо с юго-востока на северо-запад по простирацию региона, либо с юга на север, с учетом развития в смежных районах Алданского щита к северу близковозрастных щелочных магматических образований [61]. Это выражается в уменьшении их известковистости и увеличении суммарной щелочности, калиевоности, а также концентраций целой серии некогерентных и рудных микроэлементов (прежде всего Rb, Ba, Sr, группы легких редкоземельных элементов, В, Ве, W, Pb, Zn, Cu [11–14]). Данная зональность в какой-то степени может сравниваться с поперечной вещественной зональностью в островных дугах. В то же время, она принципиально отличается от последней тем, что формируется не из однородных пород какого-то одного типа по щелочности и т. д., а из пород по меньшей мере двух типов, причем как среди мафических (наиболее контрастно), так и салических разностей. К этому же добавим, что, судя по имеющимся данным [64, 65], вполне сходная ситуация проявляется и в Умлекано-Огоджинском

поясе, протягивающемся параллельно Становику непосредственно к югу.

В соответствии с нашей геохимической классификацией некоторые наиболее щелочные мезозойские базальты Становика (рис. 5) по составу близки породам 2-ой геохимической группы 1-го геохимического типа (рис. 3), т.е. тренды их составов располагаются либо выше эталонной линии OIB, либо совпадают с ней. Эти обогащенные базальты обычно развиты в рифтогенных структурах мира, но, в основном, наиболее древних [18].

С другой стороны, основные части трендов большинства субщелочных базальтов Становика (рис. 5д) лежат ниже линии OIB, а в области содержаний Rb, Ba, K находятся выше неё. Данные базальты (как и низкощелочные [18]) являются уже низкотитанистыми образованиями с характерными Nb-минимумами. Отмеченные свойства, по нашей классификации, соответствуют уже не 1-му, а именно 2-му геохимическому типу базальтов (рис. 3), заметно обедненному некогерентными элементами. Это выражается в общем угловом отклонении их трендов составов от эталонных. При этом, для субщелочных базальтов эти тренды в области содержаний K, Rb, Ba лежат обычно выше линии OIB, а в остальной области – в основном ниже её. Все эти образования соответствуют низкотитанистым образованиям, но кроме Nb-минимума они характеризуются еще и Sr-максимумом. Развиты последние в регионах с наклонными сейсмофокальными зонами, т.е. в островных дугах и некоторых континентальных окраинах. В то же время, по повышенным содержаниям большой группы литофильных и летучих микроэлементов (Ba, Sr, F, Li, Be, Sn, Pb, Nb, Ta, Zr, Hf, суммы P3Э), а также значениям La/Yb отношения, мезозойские вулканы Становика заметно отличаются от соответствующих по щелочности и кремнеземистости четвертичных вулканитов островных дуг. Соответственно, большая часть субщелочных, а также низкощелочных базальтов Становика являются промежуточными по составу между базальтами 1-го и 2-го геохимического типа.

Среди высокощелочных образований подобным “промежуточным” базальтам с четкими Nb-минимумами (но без Sr-максимумов) соответствуют все мезозойские базальты Восточного Забайкалья (рис. 5б–г), а также мезозойские лампроиты (рис. 5а) и кимберлиты Сибири (рис. 5е), что является их заметным отличительным признаком от таковых Австралии [18]. При этом, мезозойские лампроиты Алданского щита по составу наиболее соответствуют близковозрастным высокощелочным базальтам Станового хребта, в несколько меньшей

степени – Восточного Забайкалья и минимально – Юго-Восточного Забайкалья (рис. 5).

В ряду мезозойских магматических образований Становика при возрастании их щелочности все более кремнеземистые разности, включая андезиты и риолиты, на классификационных спайдер-диаграммах характеризуются параллельностью своих композиционных трендов (рис. 4–5). Это позволяет относить их (как и таковые смежных регионов с “промежуточным” типом базальтов) к тому же типу ассоциаций магматических пород разной щелочности, а именно промежуточному между 1-ым и 2-ым геохимическими типами (рис. 6).

Здесь же отметим, что в дифференциальных рядах как вулканических, так и плутонических образований Становика изменение концентраций большинства редких элементов в основном контролируется содержаниями кристаллохимически близких к ним петрогенных элементов [11, 42]. Это указывает на преобладающую роль при кристаллизации родоначальных магм кристаллохимического рассеяния редких элементов в решетках порообразующих минералов [54] и совсем незначительную способность магм к “эманационному” накоплению.

Мезозойские гнейсогранитоиды автохтонных массивов Становика ( $\text{SiO}_2$  от 56.97 до 70.53 %) заметно отличаются (пониженной щелочностью и т.д.) от раннепротерозойских гранито-гнейсов, опробованных по их обрамлению. По составу они ближе к типично интрузивным мезозойским гранитоидам (рис. 7), но гораздо более неоднородны. Так, по щелочности среди гранитоидов главных фаций имеются разновидности и нормального, и субщелочного, и даже щелочного (среди лейкогранитов) ряда, в свою очередь варьирующие от умеренно- до высококалиевых. Среди гранитов жильной серии мелкозернистые граниты относятся к высококалиевым субщелочным образованиям K-Na-типа, а аплитовидные граниты и лейкограниты – к высококалиевым щелочным разностям K-типа.

Соответствующие по кремнеземистости кристаллические сланцы “рамы” изученных автохтонных массивов относительно развивающихся по ним гнейсогранитоидам имеют пониженную глиноземистость, но содержания фемических компонентов и щелочность в них варьируют почти также. Это отражает характер преобразования и гранитизации сланцев, изначально имевших явно менее щелочной состав. С магматической же стадией эволюции автохтонных массивов связаны мало-мощные жилы гранитов и аплитов.

Таблица 2. Средний состав основных типов позднемезозойских гранитоидов Станового хребта.

Адрес	Юго-Восточная часть Станового хребта						Центральная часть Становика				
Массив	Токско-Нуямский				Мульмугинский		Тындинский				
Фация	ГИФ				ГИФ		ГИФ				
Номер	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	62.59	66.18	69.38	73.61	67.27	70.80	52.62	56.06	61.54	66.24	69.39
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.47	0.31	0.24	0.45	0.25	1.04	1.11	0.74	0.46	0.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.00	16.04	15.30	13.20	15.37	14.50	16.56	16.65	15.68	15.41	15.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.96	1.98	1.61	0.78	1.80	0.47	2.02	2.79	2.83	2.29	2.01
FeO	2.72	1.96	1.76	1.73	1.95	2.16	5.75	4.67	2.88	1.55	1.35
MnO	0.11	0.07	0.05	0.06	0.08	0.07	0.13	0.14	0.09	0.04	0.04
MgO	3.16	1.68	1.07	0.50	1.53	0.92	6.52	4.07	3.07	1.81	0.85
CaO	4.71	3.74	2.75	1.47	2.81	2.20	7.76	6.30	4.61	3.21	2.04
Na <sub>2</sub> O	4.24	4.00	3.97	3.94	3.87	3.97	4.80	4.80	4.03	3.98	4.37
K <sub>2</sub> O	2.47	2.98	3.63	3.73	3.31	3.37	2.11	2.40	3.16	3.42	3.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.14	0.11	0.12	0.13	0.16	0.45	0.53	0.35	0.12	0.10
ppp	0.54	0.62	0.41	0.19	1.02	1.05	0.44	0.28	0.68	0.60	0.57
Сумма	100.37	99.86	100.35	99.57	99.59	99.91	100.17	99.79	99.66	99.13	100.21
Li	16	11	20	21	12	12	19	21	14	10	17
Rb	43	40	90	93	71	86	28	50	64	87	101
Cs	-	-	-	н/об	1.0	сл.	н/об	н/об	сл.	сл.	сл.
Ba	1400	1700	1500	1100	1550	1200	1400	2700	2500	2540	1800
Sr	740	590	500	320	550	480	980	1000	650	540	770
B	11	10	13	12	10	6	-	-	10	9	27
F	730	480	590	510	760	350	900	930	880	720	960
Be	1.3	1.2	1.3	1.4	2.2	1.2	1.8	1.8	1.9	1.4	1.9
W	-	1.20	0.48	0.45	0.43	1.68	-	0.78	0.60	0.33	1.27
Sn	3.1	1.7	1.5	2.3	3.2	1.0	5.6	3.5	2.1	2.2	2.6
Pb	24	21	24	27	23	14	21	14	22	24	22
Zn	84	71	60	61	60	27	93	112	58	43	46
Ni	30	14	20	17	24	17	100	38	43	34	21
Co	12	6	7	5	6	4	29	26	29	21	10
Cr	94	35	47	12	36	32	230	69	66	37	25
V	75	62	65	25	64	29	110	150	110	67	54
Cu	6	12	6	10	12	9	-	-	21	17	15
Mo	-	2.0	-	<1.0	<1.0	-	-	-	1.0	-	3.05
Au	0.54	0.34	-	-	-	-	-	0.42	0.11	0.09	-
Nb	6.2	8.5	10	-	-	-	-	1.5	10.9	9.0	7.4
Ta	0.5	0.7	1.5	-	-	-	-	0.5	0.8	0.6	0.5
Zr	139	235	280	-	-	-	-	328	284	196	170
Hf	3.8	4.7	4.5	-	-	-	-	6.1	5.6	3.7	3.8
La	47	-	39	32	-	-	-	57	51	48	-
Ce	75	-	64	54	-	-	-	110	88	74	-
Pr	9.5	-	7.7	6.0	-	-	-	12	9.0	6.8	-
Nd	21	-	24	18	-	-	-	44	34	28	-
Sm	3.6	-	4.4	2.9	-	-	-	8.7	7.0	4.7	-
Eu	1.8	-	1.2	0.25	-	-	-	2.0	1.8	1.0	-
Gd	3.0	-	3.4	2.9	-	-	-	8.1	6.2	4.5	-
Dy	2.4	-	1.7	1.3	-	-	-	4.8	3.2	2.8	-
Ho	0.41	-	0.40	-	-	-	-	0.88	0.72	0.67	-
Er	0.80	-	0.90	-	-	-	-	2.00	1.25	1.3	-
Yb	1.5	-	1.1	1.2	-	-	-	1.8	1.8	1.4	-
Lu	0.14	-	0.10	-	-	-	-	0.27	0.20	0.20	-
Y	14	-	13	8.7	-	-	-	25	24	16	-
SumTR	180.15	-	160.9	127.25	-	-	-	276.55	228.17	189.37	-
n	7	7	5	1	3	1	1	1	34	26	15

Примечание. Концентрации петрогенных элементов – в мас. %, микроэлементов – в г/т, Au – в мг/т. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – суммарное содержание железа в пробе в пересчете на его окисную форму, силикатный рентгено-спектральный (квантометрический) метод анализа. ГИФ – главная интрузивная фаза, I ИФ и II ИФ – первая и вторая интрузивные фазы, ГФ – главная фация; массивы со знаком \* – автохтонные, без этого знака – аллохтонные.

Таблица 2. (Продолжение).

Адрес	Центральная часть Становика		Северо-Западная часть Становика								
	Олонг-ройский	Дюккойский	Чильчинский				Дырын-Юряхский *			Чубачинский *	
Фация	ГИФ		ИИФ		II ИФ		ГФ				
Номер	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	65.43	67.12	56.89	59.38	71.55	74.87	63.38	65.67	69.39	62.72	70.46
TiO <sub>2</sub>	0.61	0.47	1.06	1.05	0.36	0.20	0.58	0.48	0.24	0.62	0.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.32	15.17	16.42	16.71	14.24	13.42	17.12	16.80	15.95	19.14	15.67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.66	1.32	4.33	3.09	1.12	1.12	1.42	2.00	1.28	2.80*	1.90*
FeO	2.42	1.93	2.42	2.92	1.39	0.98	3.23	1.66	1.03	-	-
MnO	0.08	0.06	0.09	0.09	0.03	0.04	0.05	0.04	0.03	н/об	0.02
MgO	3.11	2.00	3.08	2.25	0.44	0.20	1.69	1.30	0.40	1.04	0.41
CaO	4.16	3.52	5.04	4.41	1.26	0.59	3.22	2.83	1.46	3.06	1.46
Na <sub>2</sub> O	3.82	3.86	5.32	4.64	4.20	3.99	6.19	5.27	5.42	5.88	4.79
K <sub>2</sub> O	3.53	3.64	3.98	4.44	4.96	4.73	3.01	3.34	4.42	2.95	4.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.14	0.58	0.50	0.06	0.02	0.32	0.18	0.06	0.12	0.10
ппп	0.46	0.44	0.60	0.34	0.33	0.34	0.32	0.25	0.16	1.09	0.41
Сумма	99.69	99.67	99.81	99.82	99.94	100.50	100.53	99.82	99.84	99.42	99.72
Li	8	22	7	10	25	19	11	7	8	35	8
Rb	64	68	73	76	173	164	39	40	67	63	51
Cs	сл.	2	н/об	~1.0	1.7	3	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.
Ba	2500	1800	5600	4000	1300	440	3200	4700	2100	4500	2900
Sr	720	540	1400	1200	300	150	2000	1900	1200	1500	1180
B	15	11	9	12	12	12	4	4	3	34	24
F	930	890	2300	1700	1010	660	1600	1040	870	2200	520
Be	2.2	2.1	1.6	2.3	2.7	3.6	2.0	1.4	1.8	2.0	1.2
W	1.20	-	0.30	0.40	0.62	>4.90	0.39	0.33	-	1.74	1.40
Sn	3.1	3.6	4.0	3.8	2.8	3.3	1.7	1.6	1.1	3.0	2.4
Pb	20	20	20	21	25	32	20	22	30	27	29
Zn	69	76	83	85	44	52	60	45	31	56	37
Ni	31	37	60	30	10	6	40	24	7	16	96
Co	16	18	50	30	5	<1.5	22	12	18	9	4
Cr	51	71	55	25	7	9	46	37	11	28	258
V	67	82	120	100	22	10	60	47	28	66	23
Cu	-	-	50	23	6	3.5	10	7	4	46	11
Mo	-	-	-	1.5	1.8	<1.1	2.2	<1.0	1.0	-	-
Au	0.05	0.08	-	0.0001	0.0000	-	-	-	-	-	-
Nb	10.0	7.4	11.0	16.0	12.8	26.0	7.5	5.8	-	-	3.6
Ta	0.6	0.6	1.0	1.0	0.6	0.4	0.6	0.45	-	-	0.2
Zr	190	183	410	440	222	190	500	360	-	-	185
Hf	5.0	3.8	9.0	9.0	4.8	5.0	9.5	7.0	-	-	3.1
La	100	52	-	105	55	50	-	65	-	-	33
Ce	180	90	-	170	90	68	-	115	-	-	35
Pr	18	7.3	-	21	9.0	3.5	-	11	-	-	4.5
Nd	75	33	-	80	3.4	11	-	49	-	-	18
Sm	13	4.7	-	16	3.9	1.5	-	7	-	-	2.9
Eu	2.4	1.2	-	2.7	0.9	0.3	-	2.1	-	-	1.0
Gd	7.8	6.4	-	10	3.4	1.9	-	5.2	-	-	1.6
Dy	6.3	3.0	-	4.4	2.1	0.8	-	2.5	-	-	0.60
Ho	1.80	0.95	-	1.2	0.70	-	-	0.40	-	-	-
Er	1.90	1.60	-	1.8	0.9	-	-	-	-	-	0.50
Yb	2.7	1.7	-	1.8	1.10	0.50	-	0.65	-	-	0.35
Lu	0.50	0.20	-	0.24	0.17	0.04	-	0.08	-	-	-
Y	40	19	-	29	15	4.8	-	11	-	-	3.5
SumTR	449.40	221.05	-	443.14	185.57	142.34	-	268.93	-	-	101.0
n	6	13	3	12	21	11	4	14	6	2	8

Таблица 3. Химический состав основных типов позднемезозойских вулканических образований Станового хребта.

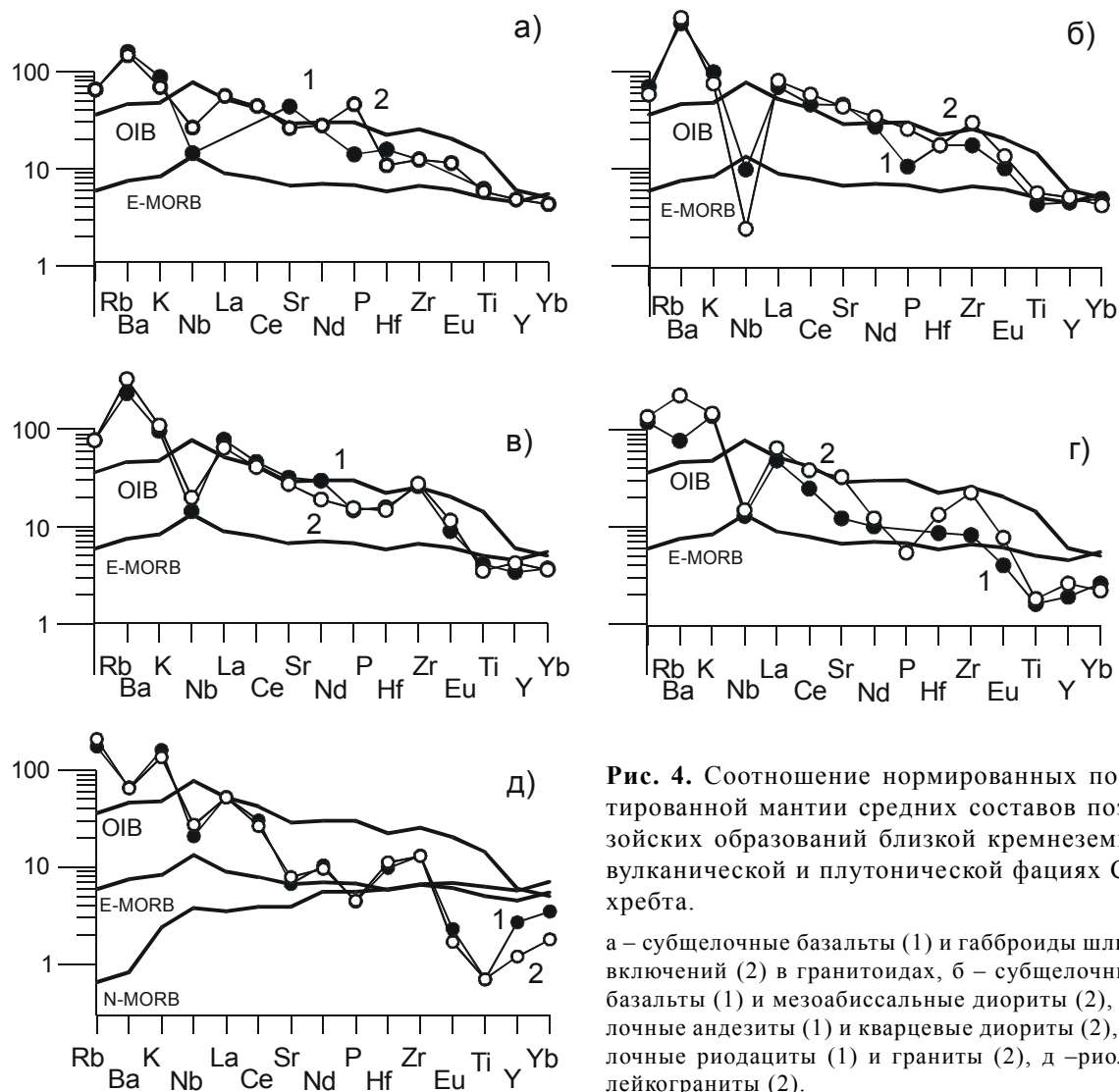
Зона	Юго-Восточная часть Станового хребта												
	Р.Ток	Гора Амагалас						Хребет Талгыг					
Участок	1*	2-Д	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Номер	1*	2-Д	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	45.09	52.60	53.85	56.20	60.93	70.99	73.34	51.10	51.70	55.07	57.59	70.94	73.11
TiO <sub>2</sub>	2.16	1.18	1.04	1.18	0.87	0.38	0.34	1.13	1.12	1.20	1.05	0.38	0.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.74	17.97	17.90	17.80	16.38	14.02	13.18	16.50	16.74	18.40	16.75	14.45	14.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.26	9.06*	4.80	9.36*	4.05	1.71	0.98	9.42*	8.34*	7.80	3.66	2.02	1.17
FeO	6.75	-	3.24	-	2.67	1.80	0.81	-	-	1.53	3.23	0.75	0.57
MnO	0.17	0.14	0.14	0.15	0.13	0.09	0.08	0.14	0.14	0.16	0.13	0.09	0.06
MgO	9.15	3.63	3.30	3.50	1.93	0.41	0.15	5.60	4.34	2.20	2.22	0.48	0.16
CaO	9.02	8.18	8.10	8.01	4.76	1.54	1.05	7.97	6.76	4.00	5.93	1.66	0.53
Na <sub>2</sub> O	4.38	2.85	2.59	3.34	3.48	4.40	5.62	2.15	3.10	4.51	3.65	4.15	4.32
K <sub>2</sub> O	2.68	1.15	1.95	0.97	2.78	4.18	4.02	0.62	2.56	1.76	2.49	4.27	4.43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.97	0.31	0.34	0.21	0.19	0.08	0.06	0.23	0.32	0.33	0.31	0.06	0.12
Ппп	0.30	2.88	3.36	-	1.67	0.80	0.62	5.09	4.83	2.96	2.70	0.62	0.82
Сумма	100.67	99.95	100.61	100.72	99.85	100.40	100.23	99.95	99.95	99.92	99.72	99.87	99.59
Li	8	8	24	15	16	8	6	53	40	39	31	8	4
Rb	29	5	25	6	50	93	84	3	42	40	42	90	87
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	660	-	1200	980	1430	2000	1700	570	-	2000	1450	2250	1400
Sr	800	-	800	630	410	225	180	660	-	570	550	300	160
B	10	-	7	4	5	20	16	5	-	5	7	23	16
F	880	-	720	460	600	400	465	830	-	870	925	485	330
Be	2.9	-	1.60	1.10	1.43	2.45	1.45	1.60	-	1.00	1.30	1.70	2.00
W	0.46	0.30	0.21	0.33	0.45	0.57	0.45	0.24	0.38	0.30	0.69	0.69	0.51
Sn	4.6	-	2.00	2.50	3.57	2.15	2.75	2.20	-	3.60	3.10	2.10	1.80
Pb	7.2	-	12	10	16	20	25	12	-	10	14	18	22
Zn	91	-	69	76	79	61	63	76	-	81	77	38	35
Ni	160	-	18	15	18	28	12	-	-	17	36	10	9
Co	42	-	18	20	11	2	1	-	-	21	14	3	1
Cr	200	-	20	20	23	15	8	-	-	26	25	8	3
V	180	-	200	180	100	28	14	-	-	140	120	28	10
Cu	58	-	23	8	9	10	6	-	-	5	12	5	5
Mo	-	-	1.00	1.00	1.00	1.65	1.25	-	-	1.00	1.00	1.00	1.00
Nb	115	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	2.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	246	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	1.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	44	-	50	-	54	67	55	-	-	46	51	-	-
Ce	65	-	100	-	100	92	110	-	-	77	90	-	-
Pr	-	-	11	-	10	10	9.2	-	-	10	9.5	-	-
Nd	43	-	42	-	40	32	32	-	-	46	38	-	-
Sm	8.5	-	9.0	-	8.3	5.0	5.5	-	-	9.3	9.9	-	-
Eu	1.90	-	1.60	-	1.1	1.40	0.47	-	-	1.4	1.2	-	-
Gd	6.5	-	7.1	-	7.7	6.0	6.5	-	-	8.3	8.6	-	-
Tb	-	-	-	-	1.6	-	-	-	-	1.5	1.2	-	-
Dy	6.1	-	6.9	-	4.8	4.2	4.0	-	-	4.1	5.8	-	-
Ho	1.3	-	1.00	-	0.88	-	0.65	-	-	1.1	1.0	-	-
Er	2.8	-	2.9	-	2.6	1.3	2.2	-	-	3.4	3.1	-	-
Yb	2.0	-	3.3	-	3.1	2.4	2.8	-	-	3.7	3.1	-	-
Lu	0.2	-	0.60	-	0.45	0.60	0.28	-	-	0.70	0.40	-	-
Y	12	-	30	-	26	22	20	-	-	29	30	-	-
SumTR	183.3	-	265.4	-	260.53	243.9	248.6	-	-	241.5	252.80	-	-
La/Yb	22.0	-	15.2	-	17.4	27.9	19.6	-	-	12.4	16.4	-	-
n	4	1	1	1	4	3	2	1	1	1	2	2	1

Примечание. Буква "Д" после порядкового номера – образования субвулканической (дайковой) серии, без этой буквы – вулканы покровной фации. Под первым номером со значком \* – в таблице охарактеризован состав позднекайнозойских щелочных базальтов р. Ток на юго-востоке Станового хребта. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – суммарное со-

Таблица 3. (Продолжение).

Зона	ЮВ	Центральная часть Станового хребта												
		В.Тигтур					р. В.Ларба		В. Тогунас					
Участок	р. Дёсс	14 Д	15	16	17 Д	18-Д	19 Д	20	21-Д	22 Д	23	24 Д	25	26
Номер		14 Д	15	16	17 Д	18-Д	19 Д	20	21-Д	22 Д	23	24 Д	25	26
SiO <sub>2</sub>	49.32	56.46	60.91	64.56	69.78	74.42	55.59	48.33	51.03	59.76	65.67	71.21	75.48	
TiO <sub>2</sub>	2.16	0.85	0.61	0.53	0.33	0.16	0.83	2.12	1.30	0.97	0.44	0.25	0.11	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.15	14.40	15.30	15.21	13.76	12.72	17.21	14.02	15.67	16.57	15.47	14.68	12.91	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.98	6.83*	3.73	3.33	2.33	1.51	6.37*	17.69*	8.55*	5.42	3.54*	2.32*	1.38	
FeO	5.96	-	1.25	1.15	0.45	0.66	-	-	-	1.07	-	-	0.89	
MnO	0.18	0.13	0.08	0.09	0.06	0.03	0.08	0.24	0.19	0.10	0.07	0.03	0.03	
MgO	3.65	4.10	2.85	1.97	0.92	0.25	2.97	5.63	5.88	2.57	1.27	0.53	0.19	
CaO	7.20	5.71	4.49	3.33	2.32	0.63	5.70	5.45	7.58	4.57	2.07	0.99	0.36	
Na <sub>2</sub> O	4.37	4.04	3.71	3.94	3.38	3.62	4.37	0.71	3.19	3.71	4.25	4.33	3.45	
K <sub>2</sub> O	1.76	2.60	3.19	3.68	4.30	4.88	2.48	3.20	2.63	2.98	4.42	4.36	5.00	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.18	0.20	0.14	0.13	н/об	н/об.	1.26	0.22	0.33	0.29	0.15	0.06	0.03	
ппп	2.60	2.91	3.35	1.16	2.48	1.19	2.84	2.10	3.40	1.87	2.20	0.89	0.66	
Сумма	100.51	98.23	99.62	99.08	100.11	100.07	98.70	99.71	99.75	99.87	99.56	99.65	100.49	
Li	14	14	21	19	25	23	47	51	32	25	21	16	8	
Rb	34	39	67	81	102	138	61	157	71	71	123	121	167	
Cs	-	-	-	-	3.0	-	-	-	6	-	-	-	-	
Ba	3100	1800	1400	1750	580	390	2800	300	1350	1800	2000	2000	540	
Sr	1900	1200	670	490	280	185	1000	540	1040	880	730	590	120	
B	6	-	26	-	12	9	-	28	22	30	35	38	28	
F	250	-	-	-	-	-	1500	2500	1750	1100	800	490	220	
Be	0.70	-	-	-	-	-	1.40	4.20	2.8	1.62	2.65	1.75	2.32	
W	0.27	-	0.95	-	0.36	0.80	0.33	0.75	1.4	2.36	1.43	1.73	4.25	
Sn	3.0	-	1.93	-	1.5	1.70	-	4.5	3.8	4.27	2.57	2.76	4.22	
Pb	11	-	26	-	24	35	-	24	9	21	63	30	30	
Zn	70	-	72	-	23	32	-	240	120	82	114	47	31	
Ni	25	110	56	29	8	17	25	78	91	41	20	16	10	
Co	25	38	22	18	8	4	35	48	26	19	8	3	1	
Cr	42	430	168	45	15	18	23	100	160	80	54	27	16	
V	200	110	90	87	40	13	100	290	160	113	50	28	9	
Cu	50	44	24	15	-	38	34	120	56	27	11	10	10	
Mo	-	1.0	2.4	8.4	-	<2.0	<1.0	н/об	1.0	5.4	4.9	4.4	4.1	
Au	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Nb	-	-	9.8	-	8.0	9.3	7.4	6.5	11.5	9.5	-	-	13.3	
Ta	-	-	0.5	-	0.5	0.45	0.4	0.3	0.8	0.47	-	-	1.0	
Zr	-	-	286	-	90	109	149	98	162	213	-	-	155	
Hf	-	-	6.6	-	3.0	2.4	6.1	3.6	6.6	5.7	-	-	3.3	
La	-	34	33	-	34	33	40	13	50	54	-	-	61	
Ce	-	57	55	-	47	38	65	31	79	94	-	-	88	
Pr	-	5.8	5.4	-	3.9	3.1	6.5	-	-	9.7	-	-	7.5	
Nd	-	23	22	-	13	9.0	29	22	50	38	-	-	26	
Sm	-	6.4	5.2	-	2.6	1.5	6.5	6.0	7.9	7.2	-	-	3.9	
Eu	-	1.2	0.85	-	0.56	0.37	1.0	1.0	1.6	1.4	-	-	0.38	
Gd	-	5.1	4.0	-	2.4	2.0	4.0	8.3	6.0	6.9	-	-	5.6	
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.5	-	-	0.69	
Dy	-	3.8	3.1	-	1.7	1.1	3.6	9.5	3.9	3.9	-	-	2.0	
Ho	-	0.85	0.74	-	0.45	0.34	0.67	2.1	0.85	0.64	-	-	0.46	
Er	-	1.9	1.9	-	0.80	0.65	1.8	5.3	2.2	1.5	-	-	1.8	
Yb	-	1.9	1.8	-	1.10	0.80	1.8	5.9	1.3	1.5	-	-	1.8	
Lu	-	0.25	0.25	-	0.13	0.16	0.25	0.4	0.2	0.56	-	-	0.22	
Y	-	20	16	-	9.3	5.6	15	80	20	19	-	-	22	
SumTR	-	161.2	148.94	-	116.94	95.62	175.1	184.5	223.0	239.8	-	-	221.35	
La/Yb	-	17.9	18.3	-	30.9	41.25	22.2	2.2	38.5	36.0	-	-	33.9	
n	1	1	20	4	1	3	1	1	3	13	7	12	34	

держание железа в пробе в пересчете на его окисную форму, силикатный рентгено-спектральный (квантометрический) метод анализа.



**Рис. 4.** Соотношение нормированных по недеплетированной мантии средних составов позднемезозойских образований близкой кремнеземистости в вулканической и plutонической фациях Станового хребта.

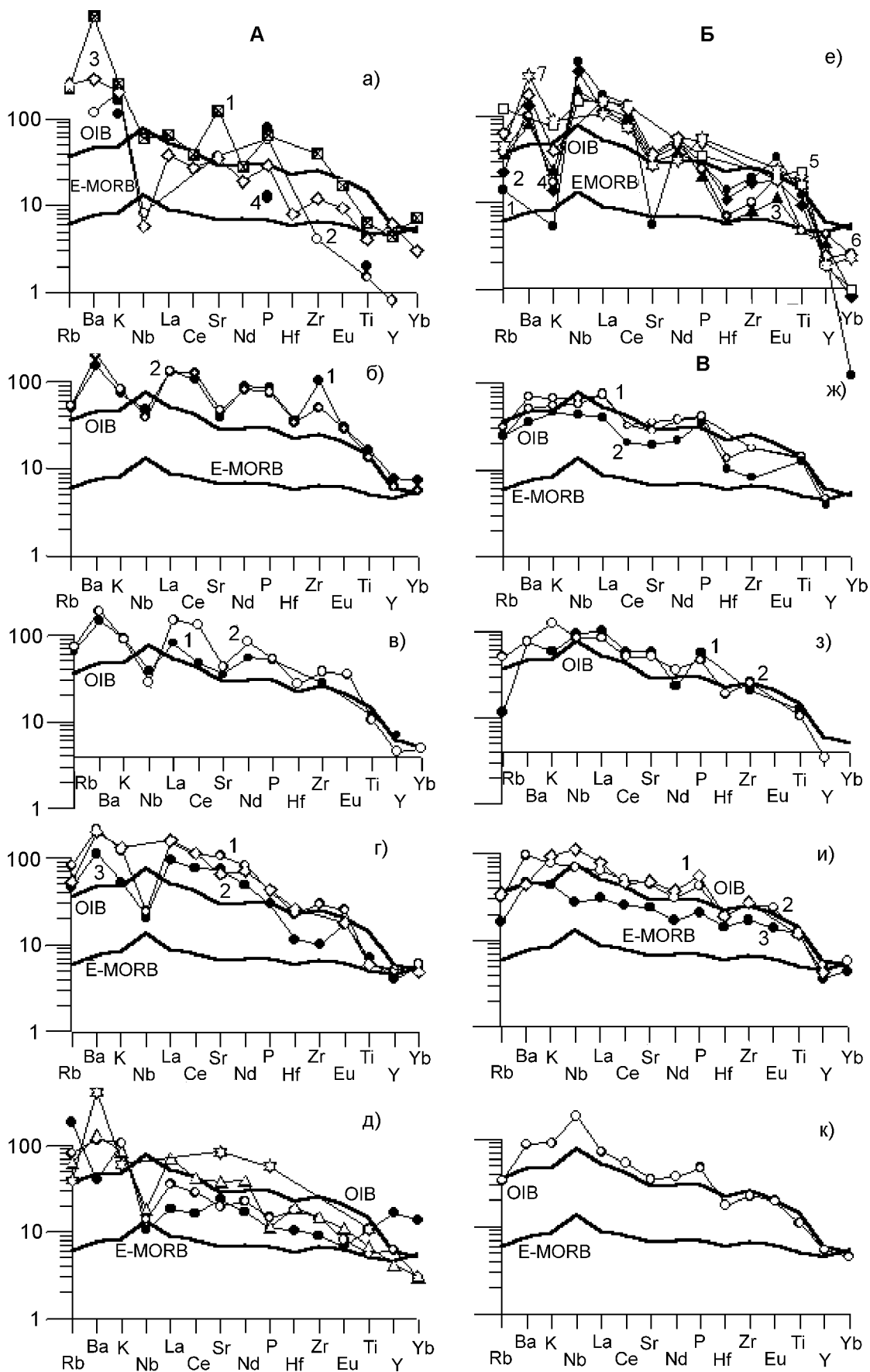
а – субщелочные базальты (1) и габброиды шлировидных включений (2) в гранитоидах, б – субщелочные андезитобазальты (1) и мезоабиссальные диориты (2), в – субщелочные андезиты (1) и кварцевые диориты (2), г – субщелочные риодациты (1) и граниты (2), д – риолиты (1) и лейкограниты (2).

**Рис. 5.** Нормированный по недеплетированной мантии состав фанерозойских высокощелочных базальтов, базальтоидов и кимберлитов Сибирской платформы и ее южного обрамления [22, 34, 35, 51].

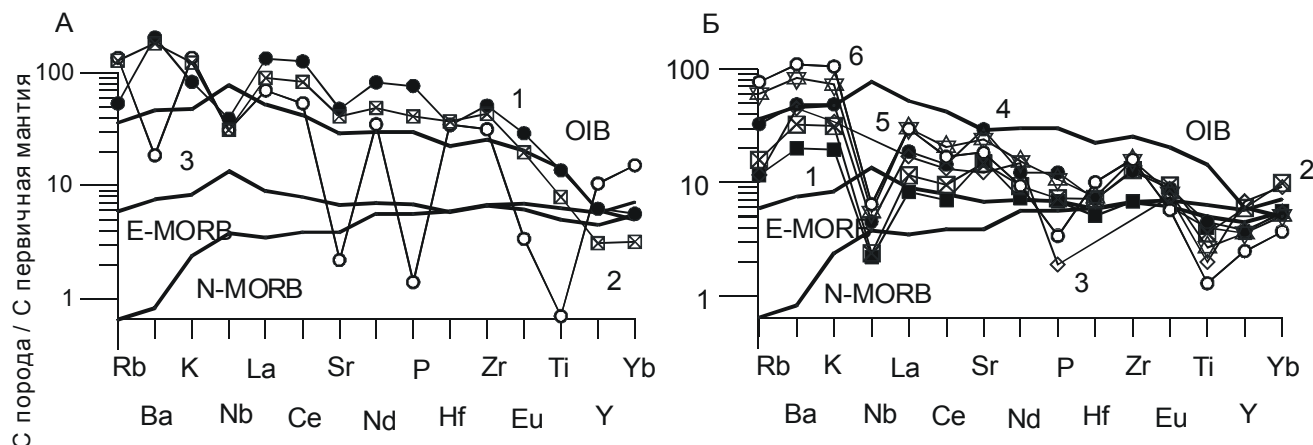
**А – поздний мезозой:** а – Алданский щит, Мз лампроиты Мурунского (1), Билибинского (2), Якутского (3) массивов и субщелочные базальты (4) малых тел; б – Мз шошониты Батноровской впадины, МНР (1) и Ингодинской впадины Забайкалья (2); в – Мз субщелочные базальты Торейской (1) и Кыкоро-Акиминской (2) впадин ЮВ Забайкалья; г – Мз субщелочные базальты Мулинской (1), Александровско-Заводской (2) и Южно-Аргунской (3) впадин Восточного Забайкалья; д – Мз субщелочные базальты Станового хребта.

**Б – палеозой и мезозой:** е – Сибирская платформа: 1–3 – Рз кимберлиты Алаkitского (1 – участок Сувенир, 2 – среднее) и Далдынского (3) полей; 4 – Мз кимберлиты Куйойского (среднее) поля; 5–7 Мз кимберлиты (5 – участок Баргидамалах, 6 – среднее) и пикриты (7) Средне-Куонамского поля.

**В – поздний кайнозой:** ж – Кз щелочные (1) и субщелочные (2) базальты плато Дариганга, МНР; з – Кз щелочные базальты Витимского нагорья Забайкалья (1) и Хангайского нагорья МНР (2); и – Кз щелочные базальты Джидинского района (1) и хребта Камар (2), субщелочные базальты хребта Камар (3) Прибайкалья; к – Кз щелочные базальты Станового хребта.







**Рис 6.** Геохимические типы салических магматических образований на диаграмме соотношения составов вулканитов различной щелочности, нормированных по недеPLETED мантии [85].

**А** – первый геохимический тип на примере мезозойских вулканитов Ингодинской впадины Юго-Восточного Забайкалья [30] (1 – субщелочные базальты, 2 – трахиандезиты, 3 – риолиты).

**Б** – второй геохимический тип на примере четвертичных вулканитов Большой Курильской гряды [1] (базальты – 1 и 4, андезиты – 2 и 5, риолиты – 3 и 6 соответственно фронтальной (1–3) и тыловой (4–6) вулканических зон структуры).

По редкоэлементному составу мезозойские автохтонные гнейсогранитоиды Становика наиболее близки геохимическому типу ультраметаморфических гранитоидов [68], хотя имеют и свою региональную специфику. Так, по резко повышенным концентрациям Ba и Sr они довольно заметно отличаются от ультраметаморфических лейкократовых гранитов архейских и протерозойских комплексов [68] Алдана и Прибайкалья. В то же время, они близки как типично интрузивным образованиям соответствующих частей региона (в том числе по низкой титанистости и проявлению на спайдер-диаграммах четких Nb-минимумов, рис. 7), так и вмещающим массив кристаллическим сланцам, отражая как общерегиональную вещественную специфику гранитоидов региона, так и его отдельных частей. Это указывает на их “промежуточное” происхождение и позволяет их рассматривать в качестве продуктов-прототипов анхизвектических гранитных выделов, причем сформированных в процессе палингенеза из изначально низкотитанистого корового субстрата.

#### Условия кристаллизации гранитоидов

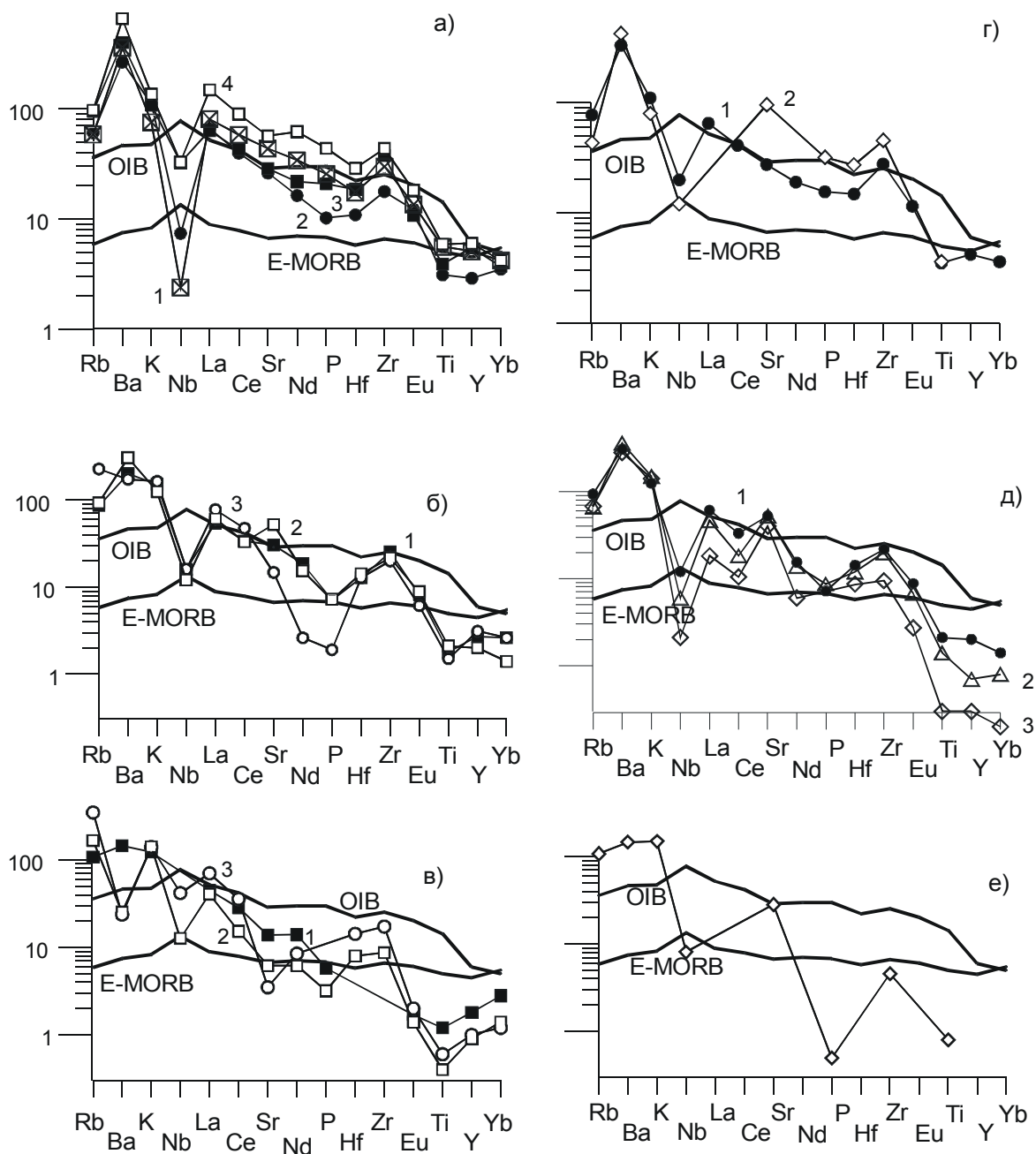
В главных разновидностях мезозойских гранитоидов Становика были изучены основные породообразующие [5, 8, 9, 11, 42, 70] и некоторые акцессорные минералы. Их макро- и микрокомпонентные свойства использованы нами при оценке основных физико-химических параметров условий кристаллизации вмещающих их гранитоидов, в том числе с помощью биотит-амфиболового [50] и биотитового [84] геобарометров, биотит-амфиболового и КПШ-

плагинклезового геотермометров [52, 53, 81, 82]), а также диаграмм, оценивающих глубину становления гранитоидов [54] и такие параметры флюидного режима магматического процесса, как парциальное давление воды ( $P_{H_2O}$ ), насыщенность расплава водой ( $C_{H_2O}$ ) [54, 55, 59, 78] и фугитивность кислорода ( $f_{O_2}$ ) в них [84].

Соответственно полученным оценкам, автохтонные гнейсогранитоиды Дырын-Юрхского массива формировались при максимальных общих давлениях нагрузки ( $P_{общ.}$ ) ~ 6–7 кбар на глубинах ~21 км (абиссальная фация глубинности), при минимальных температурах ( $T$ ) ~ 600–650°C и значениях  $f_{O_2}$  ( $10^{-18,0}$ ) в водонасыщенных условиях, где  $C_{H_2O} > 12\%$ .

Кристаллизация кварцевых монзонитов I интрузивной фазы Чильчинского массива происходила при  $P_{общ.} = 3–4$  кбар на глубинах 11–14 км (мезоабиссальная фация глубинности),  $T = 700–740^\circ C$ ,  $C_{H_2O} = 5–8\%$  и  $f_{O_2} = 10^{-13}–10^{-14}$ . Близкими условиями кристаллизации характеризуется большая часть гранитоидов ГИФ Токско-Нуямского и части Тындинского массивов:  $P_{общ.} \sim 3.5$  кбар на глубинах ~12.5 км,  $T = 680–750^\circ C$ ,  $C_{H_2O} = 4.5–8.0\%$  и  $f_{O_2} = 10^{-13}–10^{-14}$ . При этом, крупнозернистым гнейсовидным диоритам и габбродиоритам последнего свойственны максимальное  $P_{общ.} = 4,1$  кбар на глубинах несколько >14 км,  $T \sim 725^\circ C$ ,  $C_{H_2O} = 6.5\%$  и  $f_{O_2} = 10^{-13,5}$ .

Граниты главной фации Чильчинского массива кристаллизовались при наиболее низких температурах (550–590°C) и в условиях, достигающих насыщенности водой. Параметры флюидного режима этих образований близки таковым автохтонных абиссальных



**Рис. 7.** Соотношение нормированных по недеплетированной мантии составов основных типов позднеме- зозойских гранитоидов аллохтонных и автохтонных массивов Станового хребта.

а – субщелочные диориты (1) и кварцевые диориты Юго-Восточной (2), Центральной (3) и Северо-Западной (4) частей региона, б – субщелочные граниты Юго-Восточной (1), Центральной (2) и Северо-Западной (3) частей реги- она, в – субщелочные лейкограниты Юго-Восточной (1), Центральной (2) и Северо-Западной (3) частей региона, г – субщелочные кварцевые диориты аллохтонных (1) и автохтонных (2) массивов Центральной и Северо-Западной ча- стей региона, д – субщелочные граниты аллохтонного (1 – Тындинский) и автохтонных (2 – Чубачинский, 3 – Ды- рын-Юряхский ) массивов Центральной (1–2) и Северо-Западной (3) частей региона, е – субщелочные лейкограниты автохтонного Дырын-Юряхского массива Становика.

гранитоидов Дырын-Юряхского массива. При этом, для интрузивных лейкогранитов в отличие от абиссальных гнейсогранитоидов была свойственна обстановка весьма высокого кислородного потенциала ( $f_{O_2} = 10^{-11,5} - 10^{-13,3}$  против  $10^{-18,0}$ ). Учитывая же то, что формирование гранитов и кварцевых монцонитов Чильчинского массива было сближено во времени и в пространстве, первые из них можно также отнести именно к мезоабиссальным образованиям (глубина  $\sim 11$  км).

Гранитоиды Дюпкойского, Олонгройского и части Тындинского массивов формировались при  $P_{\text{общ.}} = 1-2.5$  кбар на глубинах 5–8.5 км (гипабиссальная фация глубинности),  $T = 750-825$  °С,  $R_{H_2O} = 0.9-1.6$  кбар,  $C_{H_2O} = 2.5-3.5$  % и  $f_{O_2} = 10^{-12,9} - 10^{-13,5}$ .

Приповерхностные малые тела и дайки гранодиорит-порфиров в центральной части региона кристаллизовались из сухого расплава при  $P_{\text{общ.}} < 1$  кбар,  $T \sim 950$  °С и  $f_{O_2} = 10^{-10,5}$ .

Выявленное нами уменьшение содержаний Аб-составляющей и Ва, Sr при увеличении Rb в КПШ зерен основной массы относительно их вкрапленников в типично интрузивных гранитоидах Становика [8] указывает на формирование вкрапленников при повышенной температуре, т. е. на более ранней и, следовательно, магматической стадии кристаллизации [3, 4, 72]. Обратное же соотношение данных параметров в КПШ этих фаз автохтонных гнейсогранитоидов региона указывает на формирование вкрапленников при пониженной температуре, т. е. на поздней и, следовательно, метасоматической стадии кристаллизации.

### Геохимия изотопов Rb и Sr в гранитоидах

Для изотопной Rb-Sr характеристики гранитоидов Тындинского, Чильчинского и автохтонного Дырын-Юряхского массивов Становика было использовано 29 проб пород (15) и слагающих их породообразующих минералов (14) [16]. Это позволило не только подтвердить позднемезозойский возраст (109–130 млн лет) основных типов гранитоидов региона (табл. 4), но также установить, что

- сходные мезозойские цифры K-Ag возраста, полученные по биотиту для кристаллических сланцев и гнейсов “рамы” изученных гранитоидных массивов (92–120 млн лет) [6], а также смежных районов [25], включая Забайкалье (153–117 млн лет) [37, 58], указывающие на “омоложение” древних пород, позволяют предполагать их перекристаллизацию в мезозое вплоть до полного переплавления;

- практически идентичные интервалы значений первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$   $[I(0)_{\text{Sr}}]$  в гранитоидах

разных массивов (табл. 4) свидетельствуют о практически одном и том же составе магмогенерирующего корового субстрата по всему региону. Низкие же значения  $[I(0)_{\text{Sr}}]$  в этих гранитоидах (0.7066–0.7078) связаны, по-видимому, с первичным составом древних гранатсодержащих вмещающих пород, большая часть которых изначально соответствовала низкощелочным вулканитам соответствующего вулканогенно-осадочного комплекса [23];

- наиболее кремнекислые разности жильной серии изученных массивов формировались в результате кристаллизационной дифференциации первичных, более мафических магм. В то же время, калиевые разности главных фаций изученных массивов всегда являются самыми ранними и, соответственно, не продуктами кристаллизационной дифференциации более мафических магм, а самостоятельными коровыми выплавками.

Последний вывод оказался в полном соответствии с вариантами формирования различных дифференциальных серий мезозойских магм Становика, оцененными нами [18], и расчетом балансов масс основных компонентов в породах по мере удаления из них тех или иных комбинаций минералов (т.е. с позиции гипотезы их фракционной дифференциации). Отмеченные результаты, а также наши исследования по геохимии и петрологии соответствующих шшировидных включений в гранитоидах [15] (показавших возможность их происхождения только с позиций смешения контрастных магматических расплавов), позволили сформулировать общий вывод о том, что формирование дифференцированных серий мезозойских магматических образований Становика могло происходить в результате не только кристаллизационной дифференциации мафических магм, но также ассимиляции первичными магмами вмещающих пород и, прежде всего, смешения калиевых и мафических магм.

### К ВОПРОСУ О МОДЕЛИ ЗАРОЖДЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА СТАНОВОГО ХРЕБТА

Переходя к геодинамическим моделям сначала отметим, что выявленное сходство составов мезозойских интрузивных и автохтонных гранитоидов Становика, а также повсеместное “омоложение” по всему региону их вмещающих толщ (сходство K-Ag возраста) [6, 25] позволяют уверенно предполагать здесь значительную мезозойскую гранитизацию и преобразование древних толщ вплоть до их полного переплавления. Данный процесс мог быть обусловлен только значительным подтоком тепла и флюидных компонентов, одними из наиболее вероятных

Таблица 4. Rb-Sr возраст гранитоидов Станового хребта.

Проба	Порода	Возраст (МА)	87/86Sr(0)	Примечания
<b>Гындинский массив</b>				
СТ-62	Кварцевый диорит	121,9±0.9	0.70761. СКВО=1.5	Внутренняя изохрона: вал+КПШ+Би
СТ-62	Кварцевый диорит	121.9±0.9	0.70764	Внутренняя изохрона: вал+Би
СТ62+СТ83	Кв.диорит+гранодиорит	121.9±0.9	0.70762. СКВО=0.85	Вал(СТ-62)+КПШ+Би+вал(СТ-83)
СТ62+СТ83	Кв.диорит+гранодиорит	128±6.6	0.70756. СКВО=76.5	Вал(СТ-62)+КПШ+Би+вал(СТ-83)+Би
		128±7.9	0.70737±0.002	- " -
СТ-83	Гранодиорит	129.6±0.6	0.7076	Внутренняя изохрона: вал+Би
СТ83+СТ89/8	Гранодиорит+аплит	130±8.8	0.70763. СКВО=5.72	Вал+Би(СТ-83)+вал(СТ-89/8)
		129±11	0.70779±0.0006	- " -
<b>Чильчинский массив</b>				
СТ-75	Кварцевый монцонит I фазы	109±3.2	0.70776. СКВО=12.9	Внутренняя изохрона: вал+Би+Амф+2КПШ
		109±1.9	0.70773±0.00048	- " -
СТ-75	Кварцевый монцонит	108.9±3.2	0.70785. СКВО=6.85	Вал+Би+Амф+КПШ(вкр.)
		108.9±2.9	0.70779±0.0005	- " -
СТ-75	Кварцевый монцонит	109.6±0.7	0.70745	Внутренняя изохрона: вал+Би
СТ-135	Гранит II фазы	130±23	0.70721. СКВО=24.5	Внутренняя изохрона: вал+КПШ+Би
		130±5.9	0.70714±0.0001	- " -
СТ-135	Гранит II фазы	130.2±1	0.70749	Внутренняя изохрона: вал+Би
<b>Автохтонный Дырын-Юрхский массив</b>				
СТ-136	Кварцевый диорит	117.1±0.8	0.70661. СКВО=0.07	Внутренняя изохрона: вал+Амф+Би
СТ-76	Гранодиорит	120.7±0.5	0.70683. СКВО=0.60	Внутренняя изохрона: вал+2КПШ+Би

Примечание. Би – биотит, Амф – амфибол, КПШ – калиевый полевой шпат (вкр.– вкрапленников); СКВО – среднее квадратичное отклонение.

носителей которых являются развитые по региону глубинные мафические магмы. При этом, выплавление по большей мере близких по составу коровых салических магм в результате отмеченного воздействия не могло происходить за счет подъема заметно различающихся по щелочности мафических магм (так как это привело бы к значительным по объему салическим выплавкам различного состава, что не наблюдается). Соответственно, на ранней и главной стадии мезозойского магматизма по всему Становику состав мафических магм, скорее всего, был близок по щелочности и, учитывая высокую обогащенность салических магм редкими элементами, приближался именно к высокощелочным образованиям. На более же поздней (ранне-позднемеловой) стадии эволюции региона в центральной и, прежде всего, в его юго-восточной части незначительные выплавки низкощелочных гранитоидов, скорее всего, обусловлены влиянием именно низкощелочных мафических магм. Это находится в хорошем соответствии с данными о двух позднемезозойских циклах магматизма Становика [45, 46].

Большинство мезозойских магматических образований Становика (вместе с таковыми смежных регионов) по составу оказались промежуточными между продуктами магматизма типичных рифтовых зон и активных континентальных окраин с наклонными сейсмофокальными зонами. В то же время, некоторые низкокремнеземистые и наиболее щелочные ме-

зозойские базальты (рис. 2 и 5) по составу либо близки, либо соответствуют кайнозойским щелочным базальтам того же региона (а также базальтам океанических горячих точек) (рис. 3), обычно являющихся хотя и малообъемными, но инициальными проявлениями соответствующих циклов магматизма в большинстве магматических структур мира [18], и прежде всего в рифтогенных структурах. Именно это и позволило нам рассмотреть их в качестве самых ранних и повсеместно проявленных по данному региону мезозойских магматических образований, как раз и ответственных за формирование преобладающих там обогащенных некогерентными элементами средне- и высококремнекислых коровых магм.

Повсеместное формирование близких к щелочнобазальтовым магм в такой крупной структуре, как пояс Станового хребта, вряд ли возможно без мощной декомпрессии его глубинных частей, сопутствующей именно рифтогенным структурам. Это, вместе со спецификой его вещественной зональности, принципиально отличающейся от островодужной и развивающейся по мере омоложения магматизма с северо-запада на юго-восток [31], находится в противоречии с плейт-мобилистскими взглядами предшественников, включая наши, на геодинамику этого региона. Так, предполагаемая связь мезозойского магматизма Становика и параллельного ему Умлекано-Огоджинского пояса с субдукционными зонами и по линии Монголо-Охотского пояса к югу [7, 11, 42], и по ли-

нии поперечного Большехinganского хребта [64, 65], выглядит неправомерной, так как “омоложение” магматизма должно происходить в обратную сторону. С другой стороны, проявляющееся здесь “омоложение” магматизма находится в хорошем соответствии с таковым, которое происходило с юрского времени по всему обрамлению Сибирской платформы (т.е. основная активность магматических процессов сместилась из его западной и юго-западной части, включая Забайкалье и соответствующую часть Центрально-Азиатского пояса, в южную и юго-восточную часть, включая Восточное Забайкалье, Алданский щит и Становую область) [18].

В рамках использованного подхода, совокупность полученных данных вполне удовлетворяет достаточно разработанной, экспериментально обоснованной и с успехом используемой модели магматизма для рифтогенных структур, обусловленного вертикальным подъемом из мантии высоконагретого и разуплотненного вещества в виде различного размера диапиров [2, 33], или “плюмов” [28, 29], влияющих на выплавки коровых салических магм и для многих регионов фиксирующихся геофизическими методами [28, 29, 56, 75]. В соответствии с этой моделью, все мафические магматические образования регионов выплавлялись из вещества мантийного диапира, изменяясь по составу от щелочных до завершающих низкощелочных базальтов по мере увеличения объемов выплавок из диапирового субстрата в связи с возрастанием степени его частичного плавления.

Здесь же важно подчеркнуть, что сопоставление особенностей магматизма самых различных геодинамических обстановок ~50 регионов мира показало [17, 18], что по целому ряду главных признаков (соответствующему порядку и объему излияния базальтов разной щелочности, а также распределению в них ксенолитов пород различной глубинности) этой модели может соответствовать и магматизм чуть ли не всех типов структур, включая островодужные.

Однако по отмеченной выше “идеальной” диапировой модели невозможно объяснить появление среди рассмотренных базальтов Становика 3-х различных геохимических групп в рамках 2-х геохимических типов (как, нередко, и во многих других структурах [17, 18]), а также формирование “островодужных” обстановок с окраинными морями и поперечной вещественной магматической зональностью. Ведь в этом случае отмеченные свойства магматизма во всех структурах должны быть идентичными.

В то же время, как нами показано [17, 18], с учетом неравномерности энергетической эволюции Земли, отмеченные несоответствия легко интерпретиру-

ются в связи не с идеальными, а с реальными мантийными диапирами, отличающимися от первых различной формой, различной скоростью воздымания и т.д. Так, различная форма диапиров, вплоть до значительно отклонившейся от вертикали, выявляется при плотностном моделировании регионов [56]. Значительные объемы салических магм и высокая дифференцированность всей магматической ассоциации, часто соответствующие и “рифтогенным”, и “островодужным” структурам с базитами как 1-го, так и 2-го геохимического типа, скорее всего, указывают на минимальную скорость движения в них мантийного диапира. Отсутствие же отмеченных признаков указывает на максимальную скорость подъема диапиров, продуцирующих базальты 1-го геохимического типа.

Понятно, что только изменением скорости подъема диапиров нельзя объяснить образование столь различающихся типов структур и составов проявленных в них базитовых магм, так как их состав определяется лишь соответствующей степенью частичного плавления изначально одного и того же вещества диапира. В то же время, всё это может легко объясняться влиянием признаваемого сейчас большинством исследователей (список см. монографию А.Л. Джейкса с соавторами [27]) дополнительного источника магмогенерации. Им же прежде всего являются вмещающие диапир толщи, в разной степени преобразованные за счет флюидно-метасоматических и магматических процессов диапиризма, в свою очередь также зависящих от величины, формы и скорости подъема диапиров.

Так, уменьшение скорости вертикального подъема диапира должно способствовать не только переплавлению вмещающих диапир толщ, но и их максимальному флюидно-метасоматическому обогащению некогерентными элементами, которое больше, чем у смежных выплавок из диапира (т.е. степень их частичного плавления будет либо равной, либо меньшей). Соответственно, именно этим и обусловлена обогащенность суммарных высокощелочных базальтовых выплавок (а также кимберлитов и лампроитов) 2-ой “низкоскоростной” группы 1-го геохимического типа. Резкий же Sr-минимум в них может указывать на их формирование из метасоматизированных безпироксеновых гипербазитов типа дунитов.

Особо же подчеркнем, что даже при быстром продвижении диапира резкое уменьшение вертикальной составляющей скорости происходит по мере значительного отклонения его оси от вертикали. В этом случае это также обуславливает резкое увеличение в составе выплавок вещества вмещающих диапир

толщ, которые к тому же будут всё менее обогащены некогерентными элементами ввиду их преобразования на все большем удалении от главной оси диапира, контролирующей основной подток флюидных компонентов. Соответственно, все это отразится и на суммарном составе как базитовых, так и обусловленных ими коровых салических выплавок, которые при общей “деплетированной” специфике сформируют собой четкую вещественную зональность. Именно эта ситуация вместе с проявлением магм специфического 2-го геохимического типа и проявляется в так называемых островодужных и соответствующих им структурах. Под прикрытием же пологонаклоненного диапирового тела, затрудняющего равномерный сброс летучей фазы, снизу здесь имеется наилучшая возможность их многократно возобновляющегося накопления и сброса (сейсмофокальные зоны Бень-оффа), вызывающего землетрясения разной мощности и уровня заложения.

При этом, четкий Sr-максимум на трендах состава базальтов этих структур прямо ассоциируется с участием в их формировании достаточно высоких количеств кальциевых, т. е. плагиоклазодержащих гипербазитов или пироксенитов самых верхних горизонтов мантии. Низкая же титанистость (с резким Nb-минимумом) всех этих магматических пород, а соответственно, и большей части таковых Станового хребта (что следует и из составов его автохтонных гранитоидов), скорее всего, обусловлена изначальной деплетированностью на эти элементы магнегенерирующего субстрата. Соответственно, судя по специфике составов мезозойских базитов рассмотренного Байкало-Алдано-Станового участка, деплетированность некогерентными элементами вмещающего диапир магнегенерирующего субстрата минимальна в Юго-Восточном Забайкалье, несколько выше – в Восточном Забайкалье и максимальна в районе Алданского щита (которая выше, чем для регионов кимберлитового магматизма Австралии) и восточной части Становика.

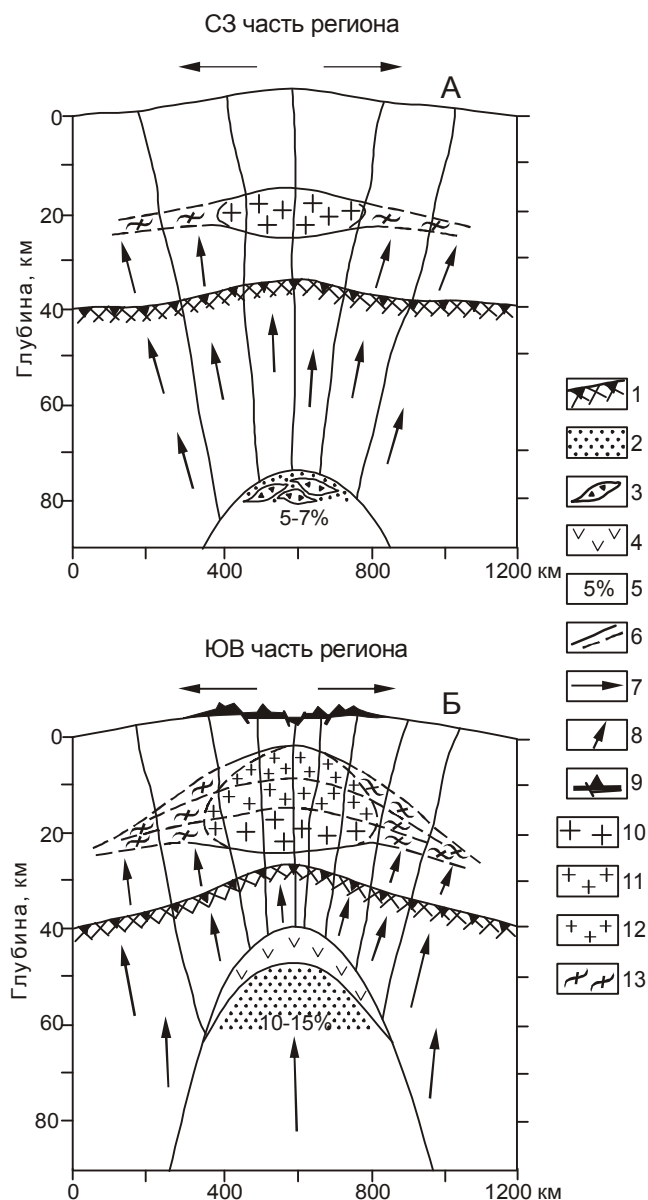
На наш взгляд, использование вышерассмотренной диапировой модели позволяет наиболее разумно провести генетическую интерпретацию всего комплекса геолого-геохимических данных по магматическим образованиям Становика. Она же (как это недавно было очень наглядно продемонстрировано и для всего Дальневосточного региона [30]) позволяет оценить их потенциальную рудоносность, так как отделяющиеся от мантийного диапира флюиды и магмы должны являться и основными источниками характерных рудных металлов.

Так, формирование кайнозойских щелочных базальтов на юго-востоке Становика следует интерпре-

тировать в связи с максимальной скоростью и относительно низкой высотой воздымания мантийного диапира (обстановка “горячих точек”), что не могло привести к формированию коровых салических и промежуточных по составу магм.

На раннем мезозойском этапе ( $J_3-K_1$ ), по мере вертикального и весьма медленного воздымания мантийных диапиров по всей территории Становика (лишь немного более быстрого, чем в это же время на платформе и Алданском щите при формировании лампроитов и кимберлитов), начали выплавляться базальтоидные магмы, скорее всего, щелочного и субщелочного состава. При этом, в восточных частях региона диапир продолжал воздыматься и в ранне-позднемиловый период. Там он достиг максимальной высоты (рис. 8) и в верхней части имел уже изогнутую форму, что привело к выплавкам небольшого количества низкощелочных базальтов соответствующей специфики. Поднимаясь до соответствующих уровней с низкой скоростью, эти диапиры, а также генерируемые ими мафические магмы активно воздействовали на формации земной коры. Так, сначала они повсеместно приводили к флюидному метасоматическому преобразованию изначальное весьма деплетированных древних метаморфических и магматических формаций, а затем – к выплавлению весьма значительных объемов соответствующих по составу салических магм (рис. 8), чему способствовали широко развитые по региону, легко поддающиеся плавлению древние гранитизированные толщи и гранитоиды. Выплавки из последних представляли серьезное препятствие для выхода на поверхность базальтовых магм, что, скорее всего, и обусловило столь трудный их поиск по региону.

Последующее взаимодействие и смешение коровых салических магм с диапировыми базитовыми магмами обусловило появление по региону соответствующей латеральной зональности составов магматических пород с северо-запада на юго-восток, а соответственно и изменение их рудной «нагрузки», которая в среднем становится все более специализированной на Au, менее – на Li, Rb, W, Mo, Pb, а их базальтацитовая и диорит-гранодиоритовая совокупности – еще и на Cu, Sn, Be, Zn. При этом, судя по [67, 68, 70], высокие температуры, максимальные значения активности кислорода и хлористая специфика летучих при кристаллизации всего комплекса изученных магматических образований Становика позволяет его отнести к потенциально рудоносным на Au, Mo, а также Cu, Pb и Zn [10, 18]. Кроме того, процессы вскипания гранитоидного расплава при взаимодействии контрастных по составу магм приводили к образованию множества мелких штоков, малых тел и даже небольших лавовых излияний кремнекислого состава, а также к



**Рис. 8.** Схема позднемезозойской геодинамики северо-западной (А) и юго-восточной (Б) частей Станового хребта по южному обрамлению Алданского щита.

1 – граница Мохо; 2 – зоны частичного плавления мантийного диапира; 3 – выплавки высокощелочных мафических магм; 4 – выплавки низкощелочных мафических магм; 5 – предполагаемая степень частичного плавления исходного вещества; 6 – тектонические зоны, сопутствующие растяжению; 7 – ориентировка растягивающих напряжений; 8 – направление движения мантийного диапира, флюидов и магмогенерирующей области; 9 – излившиеся базальты и вулканические постройки; 10–12 – области выплавок коровых салических магм и их консолидации в виде гранитоидов разной степени зернистости, т. е. относительно крупнозернистых (10), среднезернистых (11) и мелкозернистых (12) разновидностей; 13 – области формирования массивов автохтонных гранитоидов.

весьма крупным извержениям андезитовых лав. Воздымание же штоков перегретых салических магм стимулировало в них эманационные процессы, в силу которых насыщенная рудным веществом газовая фаза легко поднималась вверх и обогащала собой их апикальные зоны, иногда формируя рудопрооявления. К тому же, активно отделяющиеся газы и растворы по мере эволюции как мафических, так и салических магм могли по ходу своего движения продолжать обогащаться экстрагируемым рудным веществом и из древних коровых толщ (изначально низкощелочных и обычно специализированных на золото), что при их отложении также могло приводить к рудопрооявлениям. К этому добавим, что глубинные рудоносные флюиды и магмы (как и вышеотмеченные растворы и газы) проникали в земную кору по всему комплексу разномасштабных разрывных нарушений, которые в основном и контролировали распространение различных рудопрооявлений.

Выплавление салических магм на все меньших глубинах происходило быстрее и более полно в силу уменьшения там литостатического давления, приводящего к перегреву и плавлению вмещающих толщ. При кристаллизации же этих магм появлялись все более быстро кристаллизовавшиеся мелкозернистые фации гранитоидов. Максимум формирования коровых магм приходился на осевые области воздымания мантийных диапиров, где энергетическое воздействие максимально (рис. 8). Соответственно, в коровых областях, удаляющихся от оси диапира, все больше формировались уже не типичные интрузивные образования, а автохтонные гнейсогранитоиды со всё уменьшающимся объемом подвергшегося плавлению вещества. Таким образом, проявленные по региону плитообразные гранитоидные тела, скорее всего, образовались не в связи с грандиозным передвижением весьма вязких гранитных магм сначала вверх по разломам, а затем вдоль ослабленных зон по напластованию метаморфических пород (как ранее предполагалось большинством исследователей), а по большей мере именно на том же месте земной коры, где и выплавились в результате глубинного энергетического воздействия. Значительное же увеличение объема материала за счет превращения его в магму позволяло последней в достаточной степени передвигаться как по вертикали (в меньшей степени), так и по горизонтали. Понятно, что в этом случае крутые зоны северо-западного простирания под гранитоидными массивами, скорее всего, являются магмоподводящими не для гранитоидных, а именно глубинных базальтоидных магм.

Таким образом, анализ всего полученного нами материала по мезозой-кайнозойскому магматизму Станового хребта позволил выявить основные зако-

номерности его происхождения и эволюции, находящиеся в полном соответствии с моделью “мантийного диапиризма”.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеев В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского рифта. Новосибирск: Наука, 1985. 182 с.
3. Антипин В.С. Полевые шпаты мезозойских гранитоидов различных геохимических типов (МНР) и их петрогенетическое значение // Геохимия и петрология метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1975. С. 82–102.
4. Антипин В.С., Петрова З.И., Кузьмин М.И. Щелочные полевые шпаты из гранитоидов различного генезиса // Геохимия. 1975. № 9. С. 1317–1328.
5. Антонов А.Ю., Халтуева В.К. Биотиты из мезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов. 1976. Иркутск, 1977. С. 71–75.
6. Антонов А.Ю., Смирнов В.Н. О мезозойском К-Аг возрасте некоторых гнейсогранитных образований Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов 1977. Иркутск, 1979. С. 54–59.
7. Антонов А.Ю. О региональной петрохимической зональности верхнемезозойского гранитоидного магматизма Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов – 1977. Иркутск, 1979. С. 48–54.
8. Антонов А.Ю., Орлова Д.Я., Головина А.В. и др. Калиевые полевые шпаты верхнемезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов 1978. Иркутск, 1979. С. 57–62.
9. Антонов А.Ю., Халтуева В.К., Ярошенко С.К. и др. Характеристика амфиболов верхнемезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов 1978. Иркутск, 1979. С. 62–68.
10. Антонов А.Ю., Кузьмин М.И., Хлебникова А.А. Распределение золота в мезозойских гранитоидах Станового хребта // Геология и геофизика. 1980. № 9. С. 68–78.
11. Антонов А.Ю. Петрология и геохимия верхнемезозойских гранитоидов южного ограничения Алданского щита (Становой хребет): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 1984. 25 с.
12. Антонов А.Ю. Редкоземельные элементы в позднемезозойских гранитоидах южного ограничения Алданского щита (Становой хребет) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 3. С. 68–80.
13. Антонов А.Ю. Геохимия позднемезозойских вулканических образований южного ограничения Алданского щита (Становой хребет) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 6. С. 79–93.
14. Антонов А.Ю. Редкоземельные элементы в позднемезозойских вулканических образованиях Станового хребта // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 1. С. 66–79.
15. Антонов А.Ю. К вопросу о генезисе мафических шпироидных включений в позднемезозойских гранитоидах южного ограничения Алданского щита (Становой хребет) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 4. С. 29–52.
16. Антонов А.Ю., Дриль С.И., Банковская Э.В. Rb-Sr-изотопная характеристика аллохтонных и автохтонных поздне-мезозойских гранитоидов Станового хребта (Южное ограничение Алданского щита) // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 4. С. 61–76.
17. Антонов А.Ю. Геохимия фанерозойских магматических образований Земли и мантийный диапиризм // Геохимия и петрология магматических процессов: Материалы научных чтений, посвященных памяти М. Н. Захарова (Иркутск, 10 июня 2002 г.). Иркутск: Изд-во Иркут. ГТУ, 2002. С. 11–14.
18. Антонов А.Ю. Геохимия и петрология фанерозойских магматических образований, различные геодинамические обстановки магматизма и мантийный диапиризм: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Иркутск, 2004. 48 с.
19. Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлюоресцентный силикатный анализ. Новосибирск: Наука, 1984. 224 с.
20. Баженова Г.Н., Козлов В.А. Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Лист О-51-XXXII. Москва: Госгеолтехиздат, 1963. 75 с.
21. Баженова Г.Н., Козлов В.А., Белоножко Л.Б. Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Лист О-51-XXXI. Москва: Недра, 1964. 72 с.
22. Владыкин Н.В. Геохимия и генезис лампроитов Алданского щита // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 1. С. 123–136.
23. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Алтае-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. Ленинград: Недра, 1986. Т. 7, кн. 2. 239 с.
24. Геология и петрология докембрия Алданского щита / Отв. ред. В.И. Кицул; Ин-т геологии ЯФ СО АН СССР. М.: Наука, 1966. 318 с.
25. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 332 с.
26. Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Пушин И.К. и др. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.
27. Джейкс А.Л., Луис Д.Д., Смит К.Б. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: Мир, 1989. 430 с.
28. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Наука, 1994. 300 с.
29. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Фил. “ГЕО”, 2002. 409 с.
30. Жирнов А.М. Металлогения золота Дальнего Востока (на основе линеаментно-диапировой концепции): Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Биробиджан, 2004. 60 с.
31. Заблоцкий Е.М. Основные этапы активизации Становой области // Геология и геофизика. 1972. № 3. С. 63–70.
32. Заблоцкий Е.М., Сытина Н.М. Строение Тындинского массива гранитоидов Станового хребта по геолого-геофизическим данным // Геология и геофизика. 1974. № 11. С. 82–89.
33. Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. Москва: Наука, 1990. 346 с.
34. Казимировский М.Э. Пространственно-временные и вещественные закономерности эволюции магматизма Нерча-Ингодинской рифтогенной зоны (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1994. № 3. С. 40–49.



35. Кануков Б.Ю., Махоткин И.Л., Голованова Т.И. Петрология калиевых вулканогенных серий Якокутского вулканоплутонического комплекса Центрального Алдана // Изв. АН СССР, сер. геол. 1991. № 12. С. 83–93.
36. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
37. Козубова Л.А., Миркина С.Л., Мурина Г.А. и др. Полихронный ультраморфизм в зонах активизации Забайкалья // Изв. АН СССР, сер. геол. 1980. № 12. С. 22–23.
38. Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я. и др. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1990. 239 с.
39. Кричевец В.И., Терещенко Л.В. Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Лист N-51-III. Москва: М-во геологии СССР, 1981. 100 с.
40. Кузнецова А.И., Лонщик С.В. Об оценке метрологических характеристик методик атомно-эмиссионного анализа геохимических проб по результатам внутривлабораторного контроля // Журнал аналит. химии. 1986. Т. 51. Вып. 4. С. 653–657.
41. Кузьмин М.И., Коваленко В.И., Цэдэн Ц. и др. Распределение редких элементов в редкометалльных гранитоидах // Редкометалльные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971. С. 160–198.
42. Кузьмин М.И., Антонов А.Ю. Геохимия мезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия. 1980. № 7. С. 1018–1030.
43. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.
44. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Мезозойские граниты Чубачинского массива Тукурингского комплекса (Джугджуро-Становая складчатая область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2001. Т. 9, № 4. С. 417–432.
45. Левин Ф.Д. Петрология вулканоплутонических ассоциаций Становой области: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М., 1990.
46. Левин Ф.Д. Два типа андезитов Становой области мезозойской активизации // Вестн. МГУ, сер. 4. 1991. № 3. С. 75–82.
47. Левченков О.А., Балаганский В.В., Макеев А.Ф. и др. Возраст гранитоидов восточной части Станового хребта (по изотопным данным) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1980. № 7. С. 25–34.
48. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинников Г.В. и др. Свинцово-изотопные свидетельства архейского источника вещества в золоторудных месторождениях зон мезозойской активизации южной части Алдано-Станового щита // Петрология. 1996. Т. 4, № 4. С. 421–435.
49. Николаев В.В., Семенов Р.М. и др. Сейсмотектоника, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1982. 150 с.
50. Панеях Н.А., Федорова М.Е. Равновесие роговая обманка – биотит в гранитоидах // Вестн. МГУ, сер. геол. 1973. № 4. С. 94–98.
51. Первов В.А., Дрынкин В.И., Керзин А.Л. и др. Геохимия субщелочных вулканических серий двух стадий поздне-мезозойской тектоно-магматической активизации Юго-Восточного Забайкалья // Геохимия. 1987. № 6. С. 798–812.
52. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 320 с.
53. Перчук Л.Л., Александров А.Л. Расчет изобарических диаграмм для двуполевошпатового равновесия // Современные методики петрологических исследований. М.: Наука, 1976. С. 5–10.
54. Перчук Л.Л., Федькин В.В. Температурный и газовый режим формирования гранитоидов // Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976. С. 97–104.
55. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
56. Подгорный В.Я. Послойное плотностное моделирование литосферы (на примере юга российского Дальнего Востока и Северо-Востока Китая): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1999. 27 с.
57. Раузер А.А. Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Лист N-51-II. Москва: М-во геологии СССР, 1978, 76 с.
58. Рублев А.Г., Александрова С.В. и др. Геохронология фанерозойского активационного магматизма Северо-Восточного Забайкалья // Сов. геология. 1985. № 10. С. 81–92.
59. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
60. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1967. Т. 2. 699 с.
61. Свешников К.И. Корреляция и тектоническое положение щелочных пород Северного Прибайкалья – Алданского нагорья // Геология и геофизика. 1977. № 3. С. 32–45.
62. Семенова В.Г., Соловьева Л.Б., Владимиров Б.М. Глубинные включения в щелочных базальтоидах Токинского Становика. Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.
63. Смирнова Е.В., Конусова В.В. Спектральное и химико-спектральное определение редкоземельных элементов в геологических материалах // Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1982. С. 3–31.
64. Стриха В.Е. Северные границы Большехинганского вулканоплутонического пояса и проблемы картирования его интрузивных комплексов. Петрография на рубеже XXI века: Материалы II Всерос. петрограф. совещ. Сыктывкар, 2000. Т. I. С. 291–293.
65. Стриха В.Е. Геохимия и генезис мезозойских гранитоидов золотоносных районов востока России: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Благовещенск, 2002. 51 с.
66. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др. Геология и петрология докембрия южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука, 1965. 290 с.
67. Таусон Л.В., Сандиминова Г.П., Плюснин Г.С. и др. Изотопный состав стронция в эффузивах Центрального Забайкалья // Ежегодник СибГЕОХИ. Иркутск: Наука, 1976. С. 178–182.
68. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 278 с.
69. Таусон Л.В., Антипин В.С. и др. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 215 с.
70. Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Антонов А.Ю. Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности. Ленинград: Наука, 1981. С. 73–83.

71. Ухина И.Ф., Коген В.С. Некоторые особенности происхождения мезозойских гранитоидов Станового хребта // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. № 8. С. 11–19.
72. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. С. 179–190.
73. Хавезов И., Цалев Д. Атомно-абсорбционный анализ. Ленинград: “Химия”. Ленингр. отд-ние, 1983. 144 с.
74. Цыханский В.Д., Кузнецова А.И., Коваль Л.П. Экстракционно-спектральное определение вольфрама в минералах // Ежегодник-1975 СибГЕОХИ. Иркутск: Наука, 1976. С. 318–321.
75. Чудинов Ю.В. Геология активных океанических окраин и глобальная тектоника. Москва: Недра, 1985. 248 с.
76. Эмиссионный спектральный анализ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1976. 208 с.
77. Ялынычев Е.В. Особенности размещения золотого оруденения в центральной части Становой зоны // Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976. С. 19–24.
78. Brown G.C. A comment on the role of water in the partial fusion of crystal rock // Earth and Planetary Science Letters. 1970. V. 9. P. 355–358.
79. Leeman W.P., Vitaliano C.J., Prinz M. Evolved lavas from the Snake River Plane, Craters of the Moon National Monument, Idaho // Contr. Min. Petr. 1976. V. 56, N 1. P. 35–60.
80. Myashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. V. 274, N 4. P. 321–355.
81. Orvil P.M. Alkali feldspar – alkali chloride hydrothermal ion exchange. Ann. Rept. Geophys. Lab., 1960. P. 104–108.
82. Orvil P.M. Alkali feldspar-alkali chloride hydrothermal ion exchange. Jn: Carn. Inst. of Wash., Year Book. 1963. P. 59.
83. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamony area, Northern Turkey // Contrib. Miner. and Petrol. 1976. V. 58, N 1. P. 63–81.
84. Wones D., Eugster H. Stability of biotite, experiment, theory and application // Amer. Mineralogist. 1965. V. 50, 9. P. 1228–1272.
85. Wood D.A. A variably veined suboceanic upper mantle-geogenic significance for midoceanic ridge basalts from geochemical evidence // J. Geol. 1979. V. 7. P. 499–503.

*Рекомендована к печати*

*А.В. Колосковым*

*A. Yu. Antonov*

### **Geochemistry and petrology of Mesozoic-Cenozoic magmatic formations of the Aldan shield southern framing. The problems of geodynamics**

The paper gives a brief summary of the results of long-term geological, geochemical and petrological investigations of the Mesozoic-Cenozoic magmatic formations of the Stanovoy Range aimed at identification of the main causes of their origin and evolution. The analysis of the materials shows that the compositionally widely varying magmatic formations of the Stanovoy Range formed in the different facies of depth (from abyssal to surficial). Compositionally, most salic formations among them change insignificantly, but mafic formations vary strongly, primarily in the south-eastern part of the region. Incidentally, both the subalkaline and low-alkaline magmatic formations are just about equally manifested in the south-eastern part of the Stanovoy Range; subalkaline varieties predominate in its central part, and only the shoshonite-latitude series is known on the north-west. This zoning is fundamentally different from “island arc” zoning, because in the latter case each zone shows equitype volcanic rocks with respect to alkalinity. The effusive and intrusive assemblages of almost the same alkalinity and SiO<sub>2</sub>-abundant (as well as shiren enclaves in the regional granitoids) formed from the same magmas of corresponding composition. Besides, both mafic and most salic magmas formed there as a result of independent melts, but intermediate magmas formed mainly due to mixing of contrasting magmas, that is, basic and salic magmas.

The available material on the regional magmatism is best interpreted in the context of the mantle diapirism model. Thus, in Mesozoic time mantle diapirs uplifted rather slowly; incidentally, in the Jurassic-Cretaceous (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>) period they uplifted over the entire Stanovoy Range territory generating alkaline and subalkaline basalts. However, in the Early-Later Cretaceous (K<sub>1</sub>-K<sub>2</sub>) period, in the central and eastern parts they were forming low-alkaline basalts. However, in the Cenozoic period the diapir rose rather quickly only in a small eastern part of the region and formed alkaline basalts. Unlike Cenozoic diapirs, Mesozoic diapirs and mafic magmas influenced actively the Earth’s crust formations, bringing them to their fluid transformation and then, to fusion from them of huge volumes of salic magmas of corresponding composition that consequently interacted and mixed with mafic magmas and formed corresponding material zoning. At the same time, a maximum of the formation of crust magmas falls on the axial areas of the diapirs rise, where the energetic effect is maximal. Autochthonous gneiss-granitoids (different from intrusive formations) formed more often at a distance from this axis.

**Key words:** magmatism, Mesozoic, Cenozoic, geochemistry, petrology, fluid, diapir, Stanovoy Range.