

ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС: ПЕРЕХОД ОТ СУБДУКЦИИ К СКОЛЬЖЕНИЯМ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ (СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)

Мартынов А. Ю., Голозубов В. В., Мартынов Ю. А., Касаткин С. А.

Аннотация

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, протяженность которого составляет ~ 1500 км, принято рассматривать как единую тектономагматическую структуру, сформировавшуюся в поздне меловое время в ходе субдукции, а в кайнозой - при разрушении океанического слэба и активном астеносферном диапиризме в обстановке трансформных скольжений плит. В данной статье на основании анализа опубликованной геологической информации и новых данных по возрасту, микроэлементному и изотопному составу магматических пород поздне меловой больбинской свиты северного отрезка пояса, показано, что начальные этапы вулканизма в южном и северном Сихотэ-Алине происходили в различных тектонических обстановках. В отличие от одновозрастных надсубдукционных вулканических южного (приморского) звена, в разрезе больбинской свиты преобладающую роль играют магнезиальные ($Mg\# = 26-40$) адакиты ($La/Yb = 19-34$) и высокониобиевые базальты. Такая магматическая ассоциация, а также свинцовые ($\Delta 8/4Pb = 30-46$) и неодимовые ($0.51279-0.51281$) изотопные метки дают основание предполагать влияние на магмогенезис «горячей» океанической астеносферы. Более раннее разрушение слэба севернее широты 48-49° СШ связано с особенностью конфигурации континентальной границы в поздне меловое время, косому схождению океанической и континентальной литосферных плит, сопровождающееся левосдвиговыми перемещениями.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что латеральная зональность Восточного Сихотэ-Алиня связана не с вариациями состава фундамента, а с различными геодинамическими условиями формирования его северного и южного секторов. В теоретическом плане выполненное исследование важно для понимания того, что при реконструкции геологических событий в зонах конвергенции океанических и континентальных плит необходимо учитывать не только общее направление схождения океанической и континентальной литосфер, но и конфигурацию их границы.

Ключевые слова:

Нижнее Приамурье, Меловой вулканизм, больбинская свита, адакиты, NEB

**ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС:
ПЕРЕХОД ОТ СУБДУКЦИИ К СКОЛЬЖЕНИЯМ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ
(СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)**

А.Ю. Мартынов, В.В. Голозубов, Ю.А. Мартынов, С.А. Касаткин

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН просп. 100-летия
Владивостока, 159, Владивосток, 690022, Россия; e-mail: amartynov@fegi.ru*

Аннотация

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, протяженность которого составляет ~ 1500 км, принято рассматривать как единую тектономагматическую структуру, сформировавшуюся в позднемеловое время в ходе субдукции, а в кайнозойское - при разрушении океанического слэба и активном астеносферном диапиризме в обстановке трансформных скольжений плит. В данной статье на основании анализа опубликованной геологической информации и новых данных по возрасту, микроэлементному и изотопному составу магматических пород позднемеловой больбинской свиты северного отрезка пояса, показано, что начальные этапы вулканизма в южном и северном Сихотэ-Алине происходили в различных тектонических обстановках. В отличие от одновозрастных надсубдукционных вулканитов южного (приморского) звена, в разрезе больбинской свиты преобладающую роль играют магнезиальные ($Mg\# = 26-40$) адакиты ($La/Yb=19-34$) и высокониобиевые базальты. Такая магматическая ассоциация, а также свинцовые ($\Delta 8/4Pb = 30-46$) и неодимовые ($0.51279-0.51281$) изотопные метки дают основание предполагать влияние на магмогенезис «горячей» океанической астеносферы. Более раннее разрушение слэба севернее широты $48-49^\circ$ СШ связано с особенностью конфигурации континентальной границы в позднемеловое время, косому схождению океанической и континентальной литосферных плит, сопровождающееся левосдвиговыми перемещениями.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что латеральная зональность Восточного Сихотэ-Алиня связана не с вариациями состава фундамента, а с различными геодинамическими условиями формирования его северного и южного секторов. В теоретическом плане выполненное исследование важно для понимания того, что при реконструкции геологических событий в зонах конвергенции океанических и континентальных плит необходимо учитывать не только общее направление схождения океанической и

континентальной литосфер, но и конфигурацию их границы.

Восточный Сихотэ-Алинь, латеральная неоднородность, северное звено, меловой вулканизм, адакиты, NEB, геодинамика

THE EAST-SIKHOTE-ALIN LATE CRETACEOUS VOLCANIC BELT: TRANSITION FROM SUBDUCTION TO SLIDINGS OF LITHOSPHERE PLATES (STRUCTURAL-GEOLOGICAL, PETROLOGICAL, AND ISOTOPE-GEOCHEMICAL ASPECTS)

A.Yu. Martynov, V.V. Golozubov, Yu.A. Martynov, S.A. Kasatkin

Far East Geological Institute of FEB of RAS, Prospekt Stoletiya Vladivostoka, 159,

Vladivostok, 690022, Russia; e-mail: amartynov@fegi.ru

Abstract

The East-Sikhote-Alin volcanic belt, extending for ~ 1500 km, is commonly considered as a single tectonomagmatic structure been formed in the Late Cretaceous time in the process of subduction, and in the Cenozoic time – in the process of breakage of the oceanic slab and active asthenospheric diapirism in the setting of the transform slidings of plates. In this paper, on the basis of analysis of the published geological information and new data on the age and microelement and isotope composition of magmatic rocks of the Late Cretaceous Bolbinskaya suite it is shown that the initial stages of volcanism in the South and North Sikhote-Alin took place in different geodynamic settings. In contrast to the coeval suprasubduction volcanites of the southern (Primorsky) part, the structure of the volcanic section of Bolbinskaya suite is dominated by the magnesian ($Mg\# = 26-40$) adakites ($La/Yb=19-34$) and high-niobium basalts. Such magmatic association and the lead ($\Delta 8/4Pb = 30-46$) and neodymium ($0.51279-0.51281$) isotope ratios of the studied rocks suggest that it was developed on the stage of the slab breakage and injection of the “hot” oceanic asthenosphere into the suprasubduction mantle in the setting of the plate transform slidings. This setting is the result of the specific features of the continental boundary configuration: to the north of latitude 48-49° North, the oblique convergence of the oceanic and continental lithospheres took place accompanied by the left-lateral fault

displacements.

The results obtained are supported by the published information about differences in the structure of volcanic beds of the metallogenic specialization of the southern and northern parts of the East-Sikhote-Alin volcanogen and testify to the lateral zoning caused by the differences of the geodynamic conditions of their formation. In theoretical aspect the performed investigation is important for the correct reconstruction of the geological events in zones of convergence of the oceanic and continental plates as it is necessary to take into account not only the generalized direction of the oceanic plate movement, as it is the case more often, but the continental boundary configuration also.

East Sikhote-Alin, lateral non-uniformity, northern member, Cretaceous volcanism, adakites, NEB, geodynamics

ВВЕДЕНИЕ

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс (ВСАВП) позднемеловых и кайнозойских вулканитов прослежен вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива в северо-восточном направлении на расстояние около 1500 км от мыса Островного на юге (около 43° СШ) до устья р. Амур в виде полосы шириной от 20-30 км до 100 км (рис. 1). В настоящее время его рассматривают как единую тектоно-магматическую структуру, сформировавшуюся в позднемеловое время в результате субдукционных процессов, а в кайнозое - при разрушении океанического слэба и внедрении в надсубдукционную мантию океанической астеносферы [например, Martynov et al., 2017]. Этот вывод получен на основании комплексных исследований вулканизма южной (приморской) части пояса, тогда как его северный отрезок и в геологическом, так и в петрологическом плане изучен значительно слабее. В предлагаемой статье сделана попытка в какой то мере восполнить этот пробел на данных по геологическому и изотопно-геохимическому изучению вулканитов позднемеловой больбинской свиты.

1. КРАТКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Восточно Сихотэ-Алинский вулканический пояс (ВСАВП), впервые выделенный в 1957 году Н.С. Шатским, включает в себя вулканические и связанные с ними интрузивные породы позднемелового – плиоценового возраста, протягивающиеся от мыса Островного на юге (около 43° СШ), до устья р. Амур на севере на расстояние около 1500 км в виде полосы шириной от 20-30 км до 100 км

(рис. 1). Его происхождение ранее рассматривалось как результат субдукции под Евроазиатский континент океанических плит Кула (150-60 млн лет) и Тихоокеанской [Зоненшайн и др., 1990], но геологические и петрологические данные, полученные в последние десятилетия, указывают на то, что к типично субдукционным следует относить только позднемеловые вулканиты, тогда как кайнозойские магматические образования среднего и основного составов, формировались при разрыве позднемелового слэба и внедрения океанической астеносферы в субконтинентальную литосферу [например, Martynov et al.,].

Вместе с тем, начиная с Э.П.Изоха [Изох, 1966], многие исследователи предполагали существование продольной зональности ВСАВП, связывая ее появление с субширотными разрывными нарушениями, разбивающими всю структуру на ряд блоков с различным характером магматизма и металлогении. Детально этот вопрос в дальнейшем не рассматривался, но признаки такой зональности хорошо выражены и включают в себя:

1. различную мощность земной коры, от ~40 км на юге до ~25-30 км на севере [Лишневицкий, 1969; Глубинное...1976].
2. различный состав фундамента. На юге он представлен терригенными породами Кемского террейна [Ханчук, 1993], объединяющего островодужные образования, ранее описанные как апт-туронская Восточно-Сихотэ-Алинская [Натальин, Борукаев, 1991; Парфенов, 1984] или Самаргинская [Симаненко, 1986, 1990] островная дуга. На севере это Нижнеамурский терреин аккреционной призмы, состоящий из пластин базальтов, иногда габброидов, по составу отвечающих MORB, кремнисто-карбонатны пород юрского возраста и кремнями раннего мела (до апта).
3. различное строение и состав позднемеловых и кайнозойских вулканогенных толщ. В пределах южного отрезка среди позднемеловых континентальных вулканогенно-осадочных образований выделяются: а) туфоконгломераты, туфопесчаники и туфы кислого состава петрозеевской свиты (поздний альб (?) – сеноман); б) андезиты, андезито-базальты и их туфы синанчинской свиты (сеноман); в) игнимбриты и туфы риолитов, редко туфопесчаники и туфоалевролиты приморской серии (турон-кампан), г) андезиты, андезито-базальты и их туфы самаргинской свиты (маастрихт) [Михайлов, 1989]. По геохимическим характеристикам позднемеловые вулканогенные

образования рассматриваются как надсубдукционные, формировавшиеся в обстановке активной окраины Андийского типа [Симаненко, Ханчук, 2003; Мартынов и др., 2007]. Кайнозойские кислые и основные породы в южной части пояса пользуются ограниченным распространением.

Севернее широты 49° продукты позднемелового вулканизма картируются: а) в составе складчатого фундамента (горизонты туфов и лав андезитов и базальтов в разрезе морских терригенных отложений, объединенных в утицкую свиту сеноманского возраста) [Кудымов и др., 2015] и б) в составе постскладчатого чехла, образованного наземными магматитами более молодого кампан-маастрихтского (?) возраста. Последние включают лавы и туфы андезитового и андезибазальтового составов больбинской свиты [Геология СССР, 1968]. Среди кайнозойских вулканитов, наибольшим распространением пользуются олигоцен-миоценовые базальты, формирующие значительный ареал вдоль побережья Татарского пролива от залива Де Кастри до устья р. Тумнин.

4. Южное и северное звенья ВСАВП различаются палеомагнитными признаками [Диденко и др., 2017]. Хотя поверхность подошвы магнитоактивного слоя (изотерма 578°C, температура точки Кюри магнетита) в пределах Восточного Сихотэ-Алиня имеет сложный (ячеистый) характер, минимальные глубины (16-20 км) регистрируются на севере, что свидетельствует о разогреве нижней коры и верхней мантии,.
5. Южный и северный отрезки Восточного Сихотэ-Алиня различаются металлогенической специализацией – преимущественно оловянной и свинцово-цинковой на юге и золото-серебрянной - на севере.

Связаны ли эти различия с особенностями строения фундамента, геодинамических условий формирования в позднем мелу или кайнозое требует дополнительных исследований. В данной статье эти вопросы рассматриваются на основании новых полевых и изотопно-геохимических данных по основным и средним вулканитам Больбинского комплекса кампанского возраста северного Сихотэ-Алиня.

2. ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.

Для петрографических и аналитических исследований была отобрана представительная коллекция из 33 образцов с минимальными визуальными признаками метасоматических изменений (табл. 1).

Пробоподготовка производилась на оборудовании для обработки геологических проб и образцов российского производства и фирмы Fritsch (Германия) с контролем качества и чистоты. Описание прозрачных шлифов выполнено с использованием современного поляризационного микроскопа [ERGAVAL CARL ZEISS JENA](#) (Германия) (ДВГИ ДВО РАН).

Содержания породообразующих оксидов определялись в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Концентрации петрогенных элементов были получены с применением методов гравиметрии (SiO_2) и атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , CaO , MgO , MnO , K_2O , Na_2O , P_2O_5) на спектрометре ICAP 6500 Duo (Thermo Electron Corporation, США). В качестве внутреннего стандарта добавлялся раствор кадмия (концентрация 10 г/т) (аналитики В.Н. Каминская, М.Г. Блохин, Г.И. Горбач). Для перевода в раствор применяется метод открытого кислотного разложения в смеси кислот HF , HNO_3 , HClO_4 («superapure», Merck) в отношении 2.5:1:0.5. Градуировочные растворы готовились из стандартных образцов состава ДВА, ДВБ, ДВД, ДВР, СА-1 (Россия) путем открытого разложения. Определение примесных элементов выполнялось методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 (Agilent Technologies, США) с использованием в качестве внутреннего стандарта ^{115}In при конечной концентрации в растворе 10 мг/т. Для градуирования прибора использовали многоэлементные сертифицированные растворы CLMS -1, -2, -3, -4 США; в качестве стандартов - геологические образцы базальтов JB-2, JB-3, андезита JA-2 (Япония).

Изотопные характеристики ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) представительных проб были получены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Подготовка проб для изотопных анализов Nd включали химическое разложение и последующее выделение элемента методом ионообменной хроматографии, подробно описанным в работе [Саватенков и др., 2004]. Изотопный состав Nd измерен на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton. Воспроизводимость результатов контролировалась определением состава стандартов La Jolla и SRM-987.

Химическое выделение Pb из пород проводилось по стандартной методике. Его изотопный состав был получен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в режиме одновременной регистрации ионных токов исследуемых элементов. Измерения проводились в одноленточном режиме на рениевых испарителях с использованием силикатного эмиттера в смеси с H_3PO_4 .

Общий уровень лабораторного загрязнения Pb не превышал 0.1 нг. Поправку изотопных отношений Pb на фракционирование проводили по методике двойного изотопного разбавления с использованием трассера $^{204}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ [Мельников, 2005].

K-Ar датирование выполнялось в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН по зернам биотита, отбор которых для аналитических исследований проводился вручную под биноклем. Количества изотопов аргона были измерены методом CF-GC-IRMS в непрерывном потоке гелия в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ [Ignatiev et al., 2009; Budnitskiy et al., 2013]. По этой методике, аргон извлекается из образца при помощи CO_2 лазера, далее в потоке гелия он проходит через хроматографическую колонку, где происходит разделение аргона от других примесных газов. После хроматографа аргон в потоке гелия через делитель потока попадает в источник ионов масс-спектрометра Finnigan MAT-253. Измерение сигналов трех изотопов аргона ^{36}Ar , ^{38}Ar и ^{40}Ar ведется в динамическом режиме одновременно на трех коллекторах (Budnitskiy et al., 2013). Определение содержания радиогенного аргона дало погрешность в пределах 1% при уровне достоверности 2-сигма. Доля воздушного аргона варьировала в пределах 5–10%. Содержание калия в образцах измерялось методом пламенной фотометрии с ошибкой 2%. Погрешность рассчитанного возраста в 3%, контролировалась по сходимости повторных измерений проб и по воспроизводимости результатов анализов стандартных образцов. В среднем на один образец приходилось около 4 измерений (повторов). В расчете возраста использовались следующие константы $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ [Steiger, Jäger, 1977].

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Геологическое строение

Больбинская свита впервые выделена и описана Б.Я. Абрамсоном в 1956 году на правом берегу р. Амур в районе Больбинского Утеса (между селами Циммермановка и Софийское) [Геология СССР, 1968]. Автор рассматривал ее как переслаивание наземных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, перекрывающих с угловым несогласием средне-позднеальбскую удоминскую свиту. В стратотипическом разрезе в подошве больбинской свиты картируется пачка туфоконгломератов, чередующихся с прослоями туфопесчаников, туфов андезитов и туффитов, мощностью 20.6 м. Выше по разрезу обнажены потоки

андезитов, разделенные многочисленными горизонтами вулканогенно-осадочных пород, состоящих из туфоконгломератов и туфопесчаников. Суммарная мощность свиты оценивается в 400 м [Геология СССР, 1968].

В большой коллекции растительных остатков, собранных Б.Я. Абрамсоном в 1956 г., М. О. Борсук определила комплекс растений, характерных для высоких горизонтов верхнего мела [Геология СССР, 1968]. Некоторым подтверждением такой датировки являются приведенные в работе Сухова В. И. определения изотопного (K-Ar) возраста пород свиты, давшие значения 70-85 млн. лет [Сухов, 1967]. Следовательно, возраст больбинской свиты значительно моложе синанчинской (сеноман) приморского отрезка ВСАВП и, соответственно, эти свиты не являются возрастными аналогами, как это иногда предполагается [Фрейдин, Лифшиц, 1957]. Не является больбинская свита возрастным аналогом и самаргинской свиты, датируемой маастрихтом [Михайлов, 1989].

Нами исследовался выход больбинской свиты в бассейне среднего течения руч. Шелехова (рис. 2). Северо-западнее, в нижнем течении ручья, обнажены породы складчатого фундамента, представленного интенсивно дислоцированными нижнемеловыми морскими осадочными, преимущественно глинистыми отложениями, относимыми ранее к ларгасинской свите. Юго-восточнее, в верховьях этого же ручья, в строении складчатого фундамента принимают участие также терригенные породы (песчаниками, алевролитами, реже конгломератами), выделявшиеся в ларгасинскую и удоминскую свиты средне-позднеальбского возраста [Маркевич и др., 2000]. Непосредственно в истоках ручья обнажена краевая часть крупного массива гранитов, в зоне контактового метаморфизма которого находятся как осадочные породы, так и вулканиты больбинской свиты.

Образцы отбирались из береговых обнажений и глыбовых осыпей в левом борту ручья (рис. 2). На этом участке изучаемый комплекс пород представлен преимущественно лавовыми и субвулканическими фациями. Первые сложены темно-серыми массивными андезитами и андезибазальтами большей частью скрытокристаллическими, нередко содержащими вкрапленники плагиоклаза. В верховьях руч. Шелехова выявлены выходы пород весьма пестрого состава явно субвулканического облика. Среди них отмечен относительно крупный (250 x 700 м) выход массивных мелкозернистых габбро, габбро-диоритов (образцы Я-16(а), Я-16(б), Я-17, Я-19 и Я-20), а также розовато-серых среднезернистых гранодиоритов (обр. Я-13 и Я-16). Непосредственных контактов этих пород с

вмещающими покровными вулканитами мы не наблюдали, однако, как будет показано ниже, их основные геохимические признаки не оставляют сомнений в принадлежности к больбинской свите. Это подтверждают и результаты K-Ar датирования, выполненные нами по зернам биотита из образца субвулканического габбро (№ Я-16 а), отобранного в верховьях руч. Шелехова (табл. 3). По минеральному составу его можно отнести к плагиоклаз-двухпироксеновому-биотитовому типу с минимальными петрографическими и петрохимическими признаками вторичных изменений. Полученный результат (74.5 ± 5.1 , кампан-маастрихт) соответствует ранее выполненным палеоботаническим и K-Ar датировкам стратиформных пород больбинской комплекса [Сухов, 1967].

3.2. Петрография.

Базальты и андезибазальты больбинской свиты, представляют собой породы светло-серого цвета с массивной текстурой, порфировой, реже редкопорфировой, структурой. Доминирующим минералом вкрапленником является плагиоклаз, реже клинопироксен. Довольно часто по остаточным формам (реликтам) и характеру замещения вторичным минералом (серпентин, иддингсит) можно предположить присутствие в породе оливина. Основная масса практически полностью раскристаллизована и состоит из микролитов плагиоклаза, пироксена и рудного минерала. Фенокристы плагиоклаза и пироксена, а также стекло основной массы, в разной степени подвержены серицитизации, карбонотизации и хлоритизации.

Основным породообразующим минералом андезитов является плагиоклаз, в подчиненном количестве встречается клинопироксен. Вторичные изменения выражены в серицитизации полевого шпата и основной массы. Последняя преимущественно сложена лейстами плагиоклаза, мелкими кристаллами пироксена и рудного минерала.

Дациты имеют порфировую структуру с плагиоклазом в качестве доминирующего минерала вкрапленника. Редко встречается биотит и, предположительно, измененный амфибол. Рудный минерал присутствует в

незначительных количествах. Основная масса раскристаллизована и сложена плагиоклазом, редко кварцем.

Комагматичные вулканитам субвулканические породы, габбро и габбро-диориты, в меньшей степени подверженные вторичным изменениям. Это мелкозернистые и крупнозернистые породы по минеральному составу относящиеся к плагиоклаз-двухпироксеновому-биотитовому типу с преобладанием клинопироксена. Редко встречающиеся гранодиориты, по минеральному парагенезису близки к андезитами. Основным породообразующим минералом является плагиоклаз, в подчиненном количестве встречается клинопироксен, иногда биотит. В отдельных шлифах наблюдается полностью замещенный амфибол.

3.3. Элементный состав.

По содержанию кремнезема состав вулканитов больбинской свиты варьирует от базальтов до дацитов, при преобладании андезибазальтов и андезитов (рис. 3, а). Содержание суммы щелочей колеблется от 4 до 9 мас. %, что позволяет отнести практически весь спектр пород к умеренно щелочной серии (рис. 3, а). Этот вывод подтверждает и диаграмма (рис. 3, в), использующая при классификации соотношения консервативных микроэлементов.

Поведение большинства петрогенных элементов хорошо коррелирует с изменением содержания MgO . С падением магнезиальности, в соответствии с кристаллохимическими свойствами, закономерно возрастают содержания SiO_2 , Na_2O и падают - TiO_2 , CaO , FeO^* . Корреляция между содержаниями Al_2O_3 и MgO не выражена (рис. 4).

Концентрации когерентных микроэлементов (Cr, Ni) положительно коррелируют с магнезиальностью пород, варьируя в интервале 10-190 г/т для Cr и 7-90 г/т для Ni. Тренды некогерентных элементов ведут себя по-разному. Содержания крупноионных литофильных элементов (LILE), таких как Rb, Ba и Th увеличиваются с падением концентрации магния. Поведение Ta более сложное. Его содержания незначительно колеблются в интервале содержания $MgO = 1 - 4$ мас. %, но резко падают при $MgO > 4$ мас. %. Корреляция с магнезиальностью концентраций тяжелых редкоземельных элементов (HREE) и Y не прослеживается для всего спектра изученных вулканитов.

Распределение микроэлементов в изученных образцах, нормализованных к N-MORB, характеризуется отчетливо выраженными максимумами по Pb, K, Ba, Rb и Cs, при неглубоком Ta-Nb минимуме (рис. 5). Практически во всех породах отмечается Eu минимум. Важным признаком больбинских вулканитов является устойчивое обогащение LREE относительно HREE, что выражается в крутом наклоне спектра распределения REE (рис. 6) и высокими значениями La/Yb отношений (14-34) (табл. 2).

Изотопные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в базальтах и андезибазальтах больбинского комплекса варьируют в узком интервале (0.51279-0.51281). Отношения Pb изотопов колеблются в от 18.63-18.77 для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 15.56 - 15.6 для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и 38.49-38.62 для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (табл. 2).

4 ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Na, K, Ca, а так же крупноионные литофильные микроэлементы (Sr, Ba, Rb,Cs, Pb) считаются мобильными в гидротермальных и метаморфических процессах, тогда как высокозарядные (HFSE) и редкоземельные элементы (REE), особенно тяжелые лантаноиды (HREE) - инертными [MacLean, 1990; Jenner, 1996; Hawkesworth et al., 1997]. REE и HFSE могут быть повторно мобилизованы в результате взаимодействие породы с большими объемами горячих (>400 °C) флюидных растворов, насыщенных хлоридами [Van Dongen et al., 2010]. Согласно микроскопическим исследованиям, образцы из эталонной коллекции больбинской свиты в различной степени подвержены только низкотемпературным (< 300° C по Miyashiro, 1973) гидротермальным изменениям (карбонатизация, хлоритизация, серицитизация, серпетинизация). С учетом этого, в дальнейшем, при обсуждении вопросов магмогенезиса, основное внимание будет уделяться поведению «консервативных» в присутствии водного флюида элементов - HFSE и REE,.

4.1. Особенности состава и вопросы магмогенезиса.

В южной части ВСАВП позднемеловые вулканиты синанчинской свиты (K_2s) и маастрихт-датские андезиты (K_2m-Pgi^1), рассматриваются как надсубдукционные [Симаненко, Ханчук, 2003; Мартынов и др., 2007 и др.]. Формирование больбинской свиты, вероятнее всего, происходило в иной геодинамической обстановке, поскольку изученные образцы андезитов и

андезито-дацитов ($\text{SiO}_2=57-63\%$) отличаются от надсубдукционных вулканитов повышенной магнезиальностью ($\text{Mg \#} = \text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$) (рис. 7, а) и обогащенностью легкими лантаноидами (LREE), что, учитывая высокие значения La/Yb , позволяют классифицировать их как адакиты (рис. 7, б). В обзоре [Martin et al., 2005] среди адакитов выделяются высококремнистые (HSA) и низкокремнистые (LSA) разновидности. Адакиты больбинской свиты по содержанию MgO (< 4 мас. %), Sr (< 900 г/т) и величине $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ (< 10 мас. %) тяготеют к HSA типу, попадая в соответствующее поле на дискриминационной диаграмме (рис. 7, в)

Несмотря на многочисленные исследования, вопросы происхождения пород адакитового состава все еще дискуссионны. Из наиболее распространенных моделей следует отметить: (1) высокобарическое фракционирование водонасыщенных расплавов, с отсадкой граната и амфибола [Müentener et al., 2001; Prouteau, Scaillet, 2003; Ribeiro et al., 2016]. (2) плавление метаморфизованной нижней континентальной коры в результате ее деламинации [Atherton, Petford, 1993; Kay, Kay, 1993 и др.]; (3) частичное плавление эклогитизированного базальтового слоя погружающейся океанической плиты [Kay, 1978; Defant, Drummond, 1990; Yogodzinski et al., 2001 и др.].

Модель, предполагающая происхождение адакитов в результате частичного плавления метаморфизованной нижней континентальной коры, например использовалась для центрального сегмента Анд [Goss et al., 2013]. Здесь при мощности коры 65-70 км, значения Sm/Yb отношения в адакитовых лавах колеблются в интервале 4-9. Но в южной части Дальнего Востока, согласно гравиметрическим данным, мощность континентальной коры не превышает 30 км. [Петрищевский, 1988], а Sm/Yb отношение в адакитах колеблется в пределах 3-4 (табл. 2).

На бинарной диаграмме $\text{MgO} - \text{SiO}_2$, с вынесенными экспериментальными данными по плавлению различных по составу источников, фигуративные точки адакитов больбинской свиты формируют тренд, близкий к расплавам, образовавшимся при частичном плавлении океанической коры (рис. 8). Не противоречит этому и высококремнистый состав изученных образцов, позволяющий квалифицировать их как адакиты HSA группы. Происхождение таких пород чаще всего рассматривается, как результат плавления океанической коры, при минимальном взаимодействии расплава с мантийным перидотитом [Drummond et al., 1996]. Для больбинских адакитов это подтверждается и

аномально низкими для ВСАВП значениями $\Delta 8/4Pb$ (30-46) в (рис. 9), предполагающее участие в магмогенезисе океанических базальтов с изотопными характеристиками резервуара MORB Тихого океана.

В островодужных системах, например, на Камчатке [Перепелов, 2013], адакиты часто ассоциируют со специфическими базальтами, обогащенными Nb (HNB, NEB). На диаграмме Nb/Yb-Nb (рис. 10) в поле этих пород попадают и составы базальтов больбинской свиты. Это, по-видимому, первая находка NEB-адакитовой магматической ассоциации в составе древних вулканических комплексов Сихотэ-Алиня.

4.2. Геодинамическая интерпретация.

Происхождение NEB-адакитовой ассоциации принято рассматривать как результат разрушения слэба и внедрения в надсубдукционную мантию океанической астеносферы [Yogodzinski et al., 2001; Levin et al., 2002; Levin, 2004; Falloon et al., 2007]. В пределах восточной окраины Евразии, с учетом данных по свинцовым изотопам, океанический астеносферный диапиризм предполагался на основном этапе раскрытия Японского моря (~22 млн. лет, базальты, $\Delta 8/4Pb \sim 50$) и начальных стадиях разрушения субдуцирующей океанической литосферы сдвиговыми тектоническими процессами (~ 45 млн.лет, адакиты, $\Delta 8/4Pb = 33-48$) [Martynov et al., 2017]. Изученная нами адакиты больбинской свиты также отличаются аномально низкими для ВСАВП содержаниями радиогенного свинца (~74.5 млн.лет, $\Delta 8/4Pb = 30-46$), но они сформировалась гораздо раньше, в то время, когда южная часть вулканического пояса находилась на субдукционной стадии развития. Учитывая, что в интервале 85 - 74 млн. лет общее направление движения океанической плиты по латерали не менялось [Engebretson et al., 1985], это свидетельствует о возможном влиянии на геодинамический режим региональных факторов, например, конфигурации континентальной границы.

Согласно геодинамическим реконструкциям [Голозубов, 2006], в позднемеловое время, примерно на широте 48-49°с.ш., зона конвергенции океанической и континентальной плит меняла направление с север-северо-восточного на север-северо-западное (рис.11). В первом случае близортогональное взаимодействие двух плит ($\sigma \approx n'$) приводило к субдукции, а во втором, из за косоугольной встречи, вектор движения (σ) распадался на нормальную субдукционную (n') и тангенциальную скалывающую (t) составляющие. Влияние последней выражалось в развитии левосдвиговых дислокаций, неизбежной деструкции океанической плиты, увеличению степени проницаемости слэба и

внедрению астеносферной мантии Тихого океана в субконтинентальную литосферу. Повышение температуры привело к плавлению метаморфизованных базальтов океанической плиты и образованию адакитовых расплавов

ВЫВОДЫ

В результате проведенных геологических, петрогеохимических и изотопных исследований вулканитов позднемеловой больбинской свиты северного Сихотэ-Алиня было установлено:

1. отличия петрохимических и геохимических признаков этих пород от надсубдукционных эффузивов сеноманского и маастрихт-датского возрастов южного отрезка Восточно Сихотэ-Алиня.

2. пониженные концентрации тяжелых лантаноидов (Y, Yb, Lu) и высокие La/Yb отношения, позволяющие классифицировать изученные породы как адакиты. Находящиеся с ними в ассоциации базальты, отличаются повышенными концентрациями Nb и относятся к NEB геохимическому типу.

Учитывая, что NEB-адакитовые магматические ассоциации считаются индикатором обстановок, связанных с разрывом субдукционной пластины, принимая во внимание низкие для Сихотэ-Алиня значения $\Delta 8/4Pb$, сделан вывод о развитии в позднемеловое время северного отрезка ВСАВП в особом геодинамическом режиме из-за особенностей геометрии границы схождения континентальной и океанической плит.

Влияние локальных факторов, прежде всего, конфигурации континентальной границы, необходимо учитывать при реконструкции геологических событий в зонах конвергенции океанических и континентальных плит.

Подписи к рисункам

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [по Красный, ПэнЮньБяо, 1998] с изменениями.

1 - допозднемеловые образования; 2-3 – вулканиты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса: 2 - позднемеловые, 3 - кайнозойские; 4 - основные разломы; 5 – район исследований.

Рис. 2. Схема расположения района опробования.

На врезке в правом верхнем углу - фрагмент геологической карты района исследований [по Фрейдин, Лифшиц, 1957, с изменениями].

1 - четвертичные аллювиальные отложения; 2 - палеогеновые базальты; 3-4 - позднемеловые вулканические комплексы: 3 - кислые вулканогенные породы татаркинской свиты, 4 - андезиты и андезито-базальты больбинской свиты; 5 - позднемеловые граниты; 6 - терригенные отложения средне-верхнеальбских ларгасинской и удоминской свит; 7 - район опробования. 8-12 - обозначения к маршрутной карте: 8 - 11 - выходы пород больбинской свиты: андезитов и андезито-базальтов (8), габбро-диоритов (9), гранодиоритов (10) и габбро(11); 12 - линия маршрута, точки привязки наблюдений и их номера. Залитыми кружками обозначены точки отбора образцов в коренных обнажениях, незалитыми - глыбовых осыпях.

Рис. 3. Классификационные диаграммы

а) $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ [Петрографический кодекс...2009], 1-умеренно щелочные пикриты, 2-пикриты, 3- базальты, 4-умеренно щелочные пикробазальты, 5-базальты, 6-андезибазальты, 7-андезиты, 8-дациты, 9-риодациты, 10-риолиты, 11-низкощелочные дациты, 12-низкощелочные риодациты, 13-низкощелочные риолиты, 14-щелочные пикробазальты, 15-щелочные базальты, 16-фонотефриты, 17-теффрифонолиты, 18-щелочные трахиты, 19-щелочные риодациты, 20-щелочные риолиты, 21-трахириолиты, 22-трахириодациты, 23-трахидациты, 24-трахиандезибазальты, 25-трахибазальты.

б) $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ и в) $\text{Zr}/\text{Ti}-\text{Nb}/\text{Y}$ [Winchester, Floyd, 1977]

1- больбинская свита; 2- самаргинская свита [Мартынов и др., 2007]; 3 - синанчинская свита [Симаненко, Ханчук, 2003].

Рис. 4. Вариации петрогенных элементов в зависимости от содержания MgO.

Условные обозначения 1-3 - см. рис 3.

Рис. 5. Графики распределения содержаний микроэлементов, нормированных к N -MORB [Sun, McDonough, 1989].

Условные обозначения 1-3 - см. рис 3.

Рис. 6. Спектры распределения содержаний редкоземельных элементов, нормализованных к C1 хондриту [Sun, McDonough, 1989].

Условные обозначения 1-3 - см. рис 3.

Рис. 7. Диаграммы $\text{Mg}\#$ - возраст ($\text{Mg}\# = \text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$)

(а); La/Yb-Yb по [Defant, Drummond, 1990] с изменениями (б); K/Rb-SiO₂/MgO по [Martin et al., 2005]; (в) для средних по составу вулканитов.

Поле АДР: андезиты, дациты, риолиты островных дуг. Границы полей адакитов и АДР приведены по [Richards, Kerrich, 2007]. Кривые - тренды частичного плавления разных по составу источников: а) эклогита (50:50, пироксен:гранат), б) 25 % гранатового амфиболита (25:75), в) 10 % гранатового амфиболита (10:90), г) амфиболита. Тренды частичного плавления источников приведены в [Castillo, 2012]; N-MORB по [Sun, McDonough, 1989]; Mg # = MgO/(MgO+FeO*) в мас.%.
Условные обозначения 1-3 - см. рис 3.

Рис. 8. Диаграмма MgO - SiO₂ для вулканитов больбинской свиты.

Поля экспериментальных данных по плавлению метабазальтов и эклогитов при давлении 1-4 GPa, построены по [Rapp, Watson, 1995; Rapp et al., 1991; Sen, Dunn, 1994; Skjerlie, PatinoDoudce, 2002; Springer, Seek, 1997]; поле адакитов образовавшихся в результате плавления субдукцирующей океанической коры по Defant, Drummond, 1993; Drummond et al., 1996; Kay, Kay, 1993; Martin, 1999; Sajona, 2000; Stern, Kilian, 1996; Yogodzinski, 2001], поле адакитов образовавшихся в результате плавления нижней коры по [Atherton, Petford, 1993; Johnson et al., 1997; Muir et al., 1995; Petford, Atherton, 1996.]
Условные обозначения 1-3 - см. рис 3.

Рис. 9. Δ 8/4 в разновозрастных базальтах Сихотэ-Алиня, Японского моря [Martynov et al., 2017; Чащин и др., 2011], а так же базальтов и андезибазальтов больбинской свиты.

1-миоцен-плиоценовые базальты восточной зоны Сихотэ-Алиня; 2-среднемиоценовые базальты Японского моря; 3-эоцен-олигоцен-раннемиоценовые базальты восточной зоны Сихотэ-Алиня; 4-раннеэоценовые адакиты Юго-Западной зоны Сихотэ-Алиня; 5- больбинская свита.

$\Delta 8/4 = [(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{обр.}} - (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}] * 100; (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}} = 1.209 (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{обр.}} + 15.627.$

Рис. 10. Диаграмма Nb/Yb-Nb для пород основного состава (54 % ≤ SiO₂)

NEB и HNB по [Defant et al., 1992; Kepezhinskis et al., 1997; Aguilon-Robles et al., 2001; Xia et al., 2004; Castillo et al., 2007; Wang, 2008; Macpherson et al., 2010]; OIB по [Sun, McDonough, 1989].
Условные обозначения 1-3 - см. рис 3.

Рис. 11. Принципиальная схема формирования зоны деструкции в субдуцирующем слэбе при ортогональном и косом взаимодействии океанической и континентальной плит: в плане (а) и её аксонометрическая проекция (б). σ – вектор движения океанической плиты и её составляющие, n – нормальная, совпадающая с вектором движения океанической плиты, n' – нормальная при косом взаимодействии плит, t – тангенциальная (сдвиговая).

1 – граница зоны субдукции; 2 – направление сдвиговых смещений; 3 – направление движения субдуцирующего слэба; 4 – проникающий астеносферный поток Тихоокеанского MORB типа.

Пояснения в тексте.

Литература

Геология СССР. под. ред. Академика А.В. Сидоренко // Недрa, Москва. 1966, т. XIX, с. 287-291.

Геология СССР // Недрa, Москва, 1968г., т. IX, 760 стр.

Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 80с.

Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана // Дальнаука, 2006, с. 230.

Диденко А.Н., Носырев М.Ю., Шевченко Б.Ф., Гильманова Г.З. Тепловая структура Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий по данным спектрального анализа аномального магнитного поля // ДАН. 2017. Т. 477. № 3. С. 352-356.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наталин Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недрa.1990. Т. 2. 327 с.

Изох Э.П. Поперечная зональность структуры Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика, 1966. №1. С. 32-44.

Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Диденко А.Н. Геология, геохимия и палеомагнетизм пород утицкой свиты (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 2015, (5), с. 3-18.

Красный Л.И., Пэн Юньбяо. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. М. 1:2 500 000 . ВСЕГЕИ, 1998.

Лишнеvский Э.Н. Основные черты тектоники и глубинное строение континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука. 1969. С. 21-31.

Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Дальнаука, 2000, с. 283.

Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики). Владивосток: Дальнаука, 1999, с. 213.

Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Симоненко В.П., Мартынов А.Ю. Маастрихт-датская андезитовая серия Восточного Сихотэ-Алиня: минералогия, геохимия и вопросы петрогенезиса // Петрология, 2007, т. 15 (3), с. 282-303.

Мельников Н.Н. Погрешности метода двойного изотопного разбавления при изотопном анализе обыкновенного свинца // Геохимия, 2005, (12), с. 1333-1339.

Михайлов В.А. Магматизм вулканотектонических структур южной части Восточного- Сихотэ-Алинского вулканического пояса // ДВО РАН, 1989, с. 172.

Натальин Б.Н., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока // Геотектоника. 1991. №1. С. 84-97.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 190 с.

Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Чащин А.А., Иванов А.В., Палесский С.В., Щербаков Ю.Д. Базальтоидный вулканизм NEB типа в островодужной системе Камчатки: происхождение и палеогеодинамические следствия // Материала IV Всероссийской научно-практической конференции «Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии, 2013, с. 282-285.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования // ВСЕГЕИ, 2009, с. 200.

Петрищевский А.М. Статистические гравитационные модели литосферы Дальнего Востока // Дальнаука, 1988, с. 168.

Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л.К. Поведение изотопных систем (Sm-Nd; Rb-Sr; K-Ar; U-Pb) при щелочном метасоматозе (фениты зоны экзоконтакта щелочноультраосновной интрузии) // Геохимия, 2004, (10), с. 1027-1049.

Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина. // Тихоокеанская геология, 1986. № 1. С. 7-13.

Симаненко В.П. Нижнемеловая базальт-андезитовая ассоциация северного Сихотэ-Алиня. // Тихоокеанская геология, 1990. № 6. С. 86-95.

Симаненко В.П., Ханчук А.И. Сеноманский вулканизм Восточного-

Сихотэ_Алинского вулканического пояса (геохимические особенности) // Геохимия, 2003, (8), с. 866-878.

Сухов В.И. Геологические позиции, строение и металлогения позднемиоценовых и кайнозойских эффузивно-экструзивных комплексов Нижнего Приамурья // Советская геология, 1967, (4), с. 45-56.

Фрейдин А.И., Лифшиц Ю.Я. Геологическая карта СССР. М. 1:200 000. М-54-VII. Л.: // Госгеолтехиздат, 1957.

Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана. Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. Москва, 1993. 31с.

Чашин А. А., Нечаев В. П., Нечаева Е. В., Блохин М. Г. Находка эоценовых адakitов в Приморье // Доклады академии наук, 2011, т. 438 (5), с. 1-6.

Aguillon-Robles A., Caimus T., Bellon H., Maury R.C., Cotton J., Bourgeois J., Michaud F. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California // Geology, 2001, v. 29 (6), p. 531-534.

Atherton M.P., Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust // Nature, 1993, v. 362 (6416), p. 144-146.

Budnitskiy S.Y., Ignatiev A.V. & Velivetskaya T.A. Method for Measurement of Argon Isotopes in Helium Flow for K/Ar Geochronology // Mineralogical Magazine, 2013, v. 77 (5), p. 788.

Castillo P.R., Rigby S.J., Solidum R.U. Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the Sulu Arc, southern Philippines // Lithos, 2007, v. 97(3-4), p. 271-288.

Castillo P.R. Adakite Petrogenesis // Lithos, 2012, v.134-135, p. 304-316.

Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature, 1990, v. 347 (6294), p. 662-665.

Defant M.J., Drummond M.S. Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc // Geology, 1993, v. 21 (6), p. 547-550.

Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., Deboer J.Z., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R.C., Stewart R.H. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview // Journal of the Geological Society, 1992, v. 149 (4), p. 569-579.

Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinkas P.K. The petrogenesis of slab

derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Science, 1996, v. 87 (1-2), p. 205-216.

Engebretson D., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // Spec. Pap. Geol. Soc. Am, 1985, (206), p.1-159.

Falloon T.J., Danyushevsky L.V., Ariskin A Green D.H., Ford C. E. The application of olivine geothermometry to infer crystallization temperatures of parental liquids: Implications for the temperature of MORB magmas // Chemical Geology, 2007, v. 241 (3-4), p. 207-233.

Goss A.R., Kay S.M., Mpodozis C. Andean Adakite-like high-Mg Andesites on the Northern Margin of the Chilean-Pampean Flat-slab (27-28-5°S) Associated with Frontal Arc Migration and Fore-arc Subduction Erosion // Journal of Petrology, 2013, v. 54 (11), p. 2193-2234.

Hawkesworth C.J., Turner S.P., McDermott F., Peate D.W., van Calsteren, P. U-Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust // Science, 1997, v. 276 (5312), p. 551-555.

Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskiy S.Y. A continuous flow mass spectrometry technique of argon measurement for K/Ar geochronology // Rapid Communications in Mass Spectrometry, 2009, v.23 (16), p. 2403-2410.

Jenner G. Trace element geochemistry of igneous rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry. In: Wyman, D. (Ed.), Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive-sulphide exploration // Geological Association of Canada. Short Course Notes, 1996, v. 12, p. 51-77.

Johnson K., Barnes C.G., Miler C.A. Petrology, geochemistry, and genesis of high-Al tonalite and trondhjemites of the Cornucopia stock, Blue Mountains, Northeastern Oregon // Journal of Petrology, 1997, v. 38 (11), p. 1585-1611.

Kay R.W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean Crust // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1978, v. 4 (1-2), p. 117-132.

Kay R.W., Kay S.M. Delamination and delamination magmatism // Tectonophysics, 1993, v. 219 (1-3), p. 177-189.

Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J., Hochstaedter A., Drummond M.S., Hawkesworth C.J., Koloskov A., Maury R.C., Bellon H. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka arc petrogenesis // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1997, v. 61 (3), p - 577-600.

Levin V., Shapiro N., Park J., Ritzwoller M. Seismic evidence for catastrophic slab loss beneath Kamchatka // *Nature*, 2002, v. 418 (15), p. 763-767.

Levin V., Droznin D., Park J., Gordeev E. Detailed mapping of seismic anisotropy with local shear waves in southeastern Kamchatka // *Geophysical Journal International*, 2004, v.158. (3), p. 1009-1023.

MacLean, W.H. Mass change calculations in altered rock series // *Mineralium Deposita*, 1990, v.25 (1), p. 44-49.

Macpherson C.G., Chiang K.K., Hall R., Nowell G.M., Castillo P.R., Thirlwall M.F. Plio-Pleistocene intra-plate magmatism from the southern Sulu arc, Semporna peninsula, Sabah, Borneo: implications for high-Nb basalt in subduction zones // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2010, v. 190 (1-2), p. 25–38.

Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos*, 1999, v. 46 (3), p. 411-429.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*, 2005, v.79 (1-2), p. 1-24.

Martynov Yu. A., Khanchuk A.I., Grebennikov A.V., Chashchin A.A., Popov V.K. Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin area (Russian Far East): A new synthesis of geological and petrological data // *Gondwana Research*, 2017, v. 47, p. 358-371.

Miyashiro A. Metamorphism and metamorphic belts // Allen & Unwin. London, 1973, p. 492.

Muir R.J., Weaver S.D., Bradshaw J.D., Eby G.N., Evans J.A. Geochemistry of the Cretaceous Separaton Plint Batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere // *Journal of the Geological Society*, 1995, v.152 (4), p. 689-701.

Müntener, O., Kelemen, P.B., Grove, T.L. The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2001, v. 141(6), p. 643-658.

Petford N., Atherton M. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru // *Journal of Petrology*, 1996, v. 37 (6), p. 1491-1521.

Prouteau G., Scaillet B. Experimental Constraints on the Origin of the 1991 Pinatubo Dacite // *Journal of Petrology*, 2003, v.44 (12), p. 2203–2241

Richards J., Kerrich R. Special paper: Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis // *Economic Geology*, 2007, v. 102 (4), p. 537-576.

Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // *Journal of Petrology*, 1995, v. 36 (4), p. 891-932.

Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalites // *Precambrian Research*, 1991, v. 51 (1-4), p. 1-25.

Ribeiro J., Maury R., Grégoire M. Are Adakites Slab Melts or High-pressure Fractionated Mantle Melts ? // 2016, v.57 (5), p. 839-862.

Sajona F.G., Nauray R.C., Pubellier M., Leterrier J., Bellon H., Cotton J.

Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines) // *Lithos*, 2000, v. 54 (3-4), p. 173-206.

Sen C., Dunn T. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1994, v. 117 (4), p. 394-409.

Skjerlie K.P., Patino Doudce A.E. The fluid-absent partial melting of a zoisite-bearing quartz eclogite from 1.0 to 3.2 GPa: implications for melting in thickened continental crust and for subduction-zone processes // *Journal of Petrology*, 2002, v. 43 (2), p. 291-314.

Springer W., Seek H.A. Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1997, v. 127 (1-2), p. 304-5.

Steiger R.H., Jager E. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmology // *Earth Planet. Sci. Lett*, 1977, v. 36 (3), p. 359-361.

Stern C.R., Kilian R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral Volcanic Zone // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1996, v. 123 (3), p. 263-281.

Sun S.S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In A. D. Saunders & M. J. Norry (eds.) // *Magmatism in the Ocean Basins*, 1989, Geological Society Special Publication. London, p. 313-345.

Van Dongen M., Weinberg R.F., Tomkins A.G. REE-Y, Ti, and P remobilization

in magmatic rocks by hydrothermal alteration during Cu-Au deposit formation // *Economic Geology*, 2010, v.105 (4), p. 763-776.

Wang Q., Wyman D.A., Xu J.F., Wan Y.S., Li C.F., Zi F., Jiang Z.Q., Qiu H.N., Chu Z.Y., Zhao Z.H., Dong Y.H. Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab-derived melts in the mantle wedge // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2008, v. 155 (4), p. 473-490.

Winchester J., Floyd P. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chemical geology*, 1977, v. 20, p. 325-343.

Xia L.Q., Xu X.Y., Xia Z.C., Li X.M., Ma Z.P., Wang L.S. Petrogenesis of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China // *Geological Society of America Bulletin*, 2004, v. 116 (3), p. 419–433.

Yogodzinski G.M., Volynets O.N., Koloskov A.V., Seliverstov N.I., Matvenkov V.V. Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip Volcano, far western Aleutians // *Journal of Petrology*, 1994, v. 35 (1), p. 163-204.

Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churlkova T.G., Dorondor F., Woerner G., Volynets N. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // *Nature*, 2001, v. 409 (6819), p. 500-504.

Подписи к рисункам к статье А.Ю. Мартынова

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [по Красный, ПэнЮньБяо, 1998] с изменениями.

1 - допозднемеловые образования; 2-3 – вулканиты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса; 2 - позднемеловые, 3 - кайнозойские; 4 - основные разломы; 5 – район исследований.

Рис. 2. Схема расположения района опробования.

На врезке в правом верхнем углу - фрагмент геологической карты района исследований [по Фрейдин, Лифшиц, 1957, с изменениями].

1 - четвертичные аллювиальные отложения; 2 - палеогеновые базальты; 3-4 - позднемеловые вулканические комплексы: 3 - кислые вулканогенные породы татаркинской свиты, 4 - андезиты и андезито-базальты больбинской свиты; 5 - позднемеловые граниты; 6 - терригенные отложения средне-верхнеальбских ларгасинской и удоминской свит; 7 - район опробования. 8-12 - обозначения к маршрутной карте: 8 - 11 - выходы пород больбинской свиты: андезитов и андезито-базальтов (8), габбро- диоритов (9), гранодиоритов (10) и габбро(11); 12 - линия маршрута, точки привязки наблюдений и их номера. Залитыми кружками обозначены точки отбора образцов в коренных обнажениях, незалитыми - глыбовых осыпях.

Рис. 3. Классификационные диаграммы

а) $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ [Петрографический кодекс...2009], 1-умеренно щелочные пикриты, 2-пикриты, 3- базальты, 4-умеренно щелочные пикробазальты, 5-базальты, 6-андезибазальты, 7-андезиты, 8-дациты, 9-риодациты, 10-риолиты, 11-низкощелочные дациты, 12-низкощелочные риодациты, 13-низкощелочные риолиты, 14-щелочные пикробазальты, 15-щелочные базальты, 16-фонотефриты, 17-тефрифенолиты, 18-щелочные трахиты, 19-щелочные риодациты, 20-щелочные риолиты, 21-трахириолиты, 22-трахириодациты, 23-трахидациты, 24-трахиандезибазальты, 25-трахибазальты.

б) $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ и в) $\text{Zr}/\text{Ti}-\text{Nb}/\text{Y}$ [Winchester, Floyd, 1977]

1- больбинская свита; 2- самаргинская свита [Мартынов и др., 2007]; 3 - синанчинская свита [Симаненко, Ханчук, 2003].

Рис. 4. Вариации петрогенных элементов в зависимости от содержания MgO .

Условные обозначения 1-3 - см. рис 3.

Рис. 5. Графики распределения содержаний микроэлементов, нормированных к N -MORB [Sun, McDonough, 1989].

Условные обозначения 1-3 - см. рис 3.

Рис. 6. Спектры распределения содержаний редкоземельных элементов, нормализованных к C1 хондриту [Sun, McDonough, 1989].

Условные обозначения 1-3 - см. рис 3.

Рис. 7. Диаграммы Mg# - возраст ($Mg\# = MgO/(MgO+FeO^*)$)

(а); La/Yb-Yb по [Defant, Drummond, 1990] с изменениями (б); K/Rb-SiO₂/MgO по [Martin et al., 2005]; (в) для средних по составу вулканитов.

Поле АДР: андезиты, дациты, риолиты островных дуг. Границы полей адакитов и АДР приведены по [Richards, Kerrich, 2007]. Кривые - тренды частичного плавления разных по составу источников: а) эклогита (50:50, пироксен:гранат), б) 25 % гранатового амфиболита (25:75), в) 10 % гранатового амфиболита (10:90), г) амфиболита. Тренды частичного плавления источников приведены в [Castillo, 2012]; N-MORB по [Sun, McDonough, 1989]; $Mg\# = MgO/(MgO+FeO^*)$ в мас.%.

Условные обозначения 1-3 - см. рис 3.

Рис. 8. Диаграмма MgO - SiO₂ для вулканитов больбинской свиты.

Поля экспериментальных данных по плавлению metabasalts и эклогитов при давлении 1-4 GPa, построены по [Rapp, Watson, 1995; Rapp et al., 1991; Sen, Dunn, 1994; Skjerlie, PatinoDoudce, 2002; Springer, Seek, 1997]; поле адакитов образовавшихся в результате плавления субдукцирующей океанической коры по Defant, Drummond, 1993; Drummond et al., 1996; Kay, Kay, 1993; Martin, 1999; Sajona, 2000; Stern, Kilian, 1996; Yogodzinski, 2001], поле адакитов образовавшихся в результате плавления нижней коры по [Atherton, Petford, 1993; Johnson et al., 1997; Muir et al., 1995; Petford, Atherton, 1996.]

Условные обозначения 1-3 - см. рис 3.

Рис. 9. $\Delta 8/4$ в разновозрастных базальтах Сихотэ-Алиня, Японского моря [Martynov et al., 2017; Чащин и др., 2011], а так же базальтов и андезибазальтов больбинской свиты.

1-миоцен-плиоценовые базальты восточной зоны Сихотэ-Алиня; 2-среднемиоценовые базальты Японского моря; 3-эоцен-олигоцен-раннемиоценовые базальты восточной зоны Сихотэ-Алиня; 4-раннеэоценовые адакиты Юго-Западной зоны Сихотэ-Алиня; 5- больбинская свита.

$$\Delta 8/4 = \left[\frac{(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{обр.}} - (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}}{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{обр.}} + 15.627} \right] * 100; \quad (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}} = 1.209$$

Рис. 10. Диаграмма Nb/Yb-Nb для пород основного состава ($54 \% \leq \text{SiO}_2$)

NEB и HNB по [Defant et al., 1992; Kepezhinskas et al., 1997; Aguillon-Robles et al., 2001; Xia et al., 2004; Castillo et al., 2007; Wang, 2008; Macpherson et al., 2010]; OIB по [Sun, McDonough, 1989].

Условные обозначения 1-3 - см. рис 3.

Рис. 11. Принципиальная схема формирования зоны деструкции в субдуцирующем слэбе при ортогональном и косом взаимодействии океанической и континентальной плит: в плане (а) и её аксонометрическая проекция (б). σ – вектор движения океанической плиты и её составляющие, n - нормальная, совпадающая с вектором движения океанической плиты, n' - нормальная при косом взаимодействии плит, t - тангенциальная (сдвиговая).

1 - граница зоны субдукции; 2 - направление сдвиговых смещений; 3 - направление движения субдуцирующего слэба; 4 – проникающий астеносферный поток Тихоокеанского MORB типа.

Пояснения в тексте.

Таблица 1. Координаты отбора проб в бассейне р. Шелеховка

Номер пробы	Тип породы (полевое и микроскопическое наблюдения)	координаты
Я10 Я11 Я12	Андезиты	50°57' 04,2" СШ 138°29'59,3" ВД
Я13 Я13(а) Я13(б) Я13(в) Я13(г)	Гранодиорит Андезито-базальт Андезит Дацит Андезит	50°53' 26,1" СШ 138°33'44,1" ВД
Я14(а) Я14(б)	Граниты	50°53' 27,3" СШ 138°33'39,3" ВД
Я15	Андезит	50°53' 31,8" СШ 138°33'29,3" ВД
Я16 Я16(а) Я16(б) Я16(в)	Гранодиорит Габбро Габро-диорит Андезит	50°53' 36,3" СШ 138°33'23,6" ВД
Я17	Базальт	50°53' 41,3" СШ 138°33'17,8" ВД
Я18	Базальт	50°53' 59,3" СШ 138°33'03,0" ВД
Я19	Диорит	50°53' 50,9" СШ 138°33'24,6" ВД
Я20 Я20(а)	Диориты	50°53' 47,1" СШ 138°33'30,1" ВД
Я21	Андезито-базальт	50°54' 05,0" СШ 138°32'53,5" ВД
Я22	Базальт	50°54' 08,8" СШ 138°32'53,0" ВД
Я23	Андезито-базальт	50°54' 08,8" СШ 138°32'53,0" ВД
Я24	Андезит	50°54' 19,5" СШ 138°32'43,1" ВД
Я25	Андезит	50°54' 49,7" СШ 138°32'15,8" ВД
Я26 Я26(1)	Андезиты	50°54' 49,7" СШ 138°32'15,8" ВД
Я27 Я27(1) Я27(2)	Базальты	50°55' 25,7" СШ 138°31'00,5" ВД 50°55' 27,4" СШ 138°30'57,6" ВД
Я28	Базальт	50°55'32,8" СШ 138°30'58,1" ВД
Я29	Базальт	50°55'36,1" СШ 138°30'57,9" ВД
Я30	Базальт	50°55'17,3" СШ 138°31'19,1" ВД

Окончание таблицы 2.

Элемент	Я-29	Я-17	Я-16(б)	Я-16(а)	Я-30	Я-29	Я-12	Я-11
SiO ₂	57.06	53.11	54.88	49.80	48.36	57.06	60.70	60.22
TiO ₂	1.21	1.57	1.21	1.72	1.83	1.21	0.89	0.94
Al ₂ O ₃	15.89	16.62	16.11	17.01	16.51	15.89	16.55	16.86
FeO*	6.64	8.10	7.50	9.12	9.17	6.64	5.02	5.33
MnO	0.12	0.16	0.13	0.16	0.14	0.12	0.09	0.09
MgO	3.48	4.16	5.47	4.89	6.16	3.48	2.57	2.71
CaO	6.53	7.02	6.94	7.62	8.42	6.53	4.36	2.84
Na ₂ O	3.57	4.20	3.91	4.13	3.25	3.57	4.24	5.10
K ₂ O	2.56	2.77	2.16	2.48	1.79	2.56	2.73	2.81
P ₂ O ₅	0.61	0.69	0.38	0.73	0.68	0.61	0.38	0.40
LOI	1.52	0.59	0.43	1.28	2.19	1.52	1.60	2.01
Total	100.34	100.31	100.22	100.28	100.23	100.98	100.09	100.34
Cs	0.74	2.12	3.83	1.76	0.48	0.74	1.21	1.07
Rb	56.06	57.19	50.56	54.98	29.75	56.06	72.94	72.64
Ba	638	672	412	611	416	638	647	618
Th	6.81	6.18	5.85	4.17	3.29	6.81	10.66	9.60
U	1.96	1.50	1.58	1.03	0.79	1.96	2.92	2.58
Nb	18.81	15.85	12.82	16.42	19.40	18.81	15.15	15.02
Ta	1.41	1.18	0.99	1.11	1.38	1.41	1.31	1.30
La	42.98	39.98	27.84	39.45	33.54	42.98	37.84	36.58
Ce	85.31	84.63	56.84	83.78	74.78	85.31	71.89	70.61
Pb	9.91	9.18	6.80	8.12	5.82	9.91	10.64	9.99
Pr	9.84	10.22	6.61	10.26	9.40	9.84	7.92	7.95
Nd	37.93	40.38	25.68	40.13	38.72	37.93	30.01	30.12
Sm	6.84	7.71	5.11	7.67	7.58	6.84	5.42	5.48
Zr	170	30	70	92	115	170	149	142
Hf	5.29	1.24	2.41	3.02	4.05	5.00	4.95	4.60
Eu	1.81	2.00	1.38	1.96	2.06	1.81	1.38	1.36
Gd	6.35	7.06	5.04	6.99	7.26	6.35	5.18	5.19
Tb	0.81	0.92	0.73	0.94	0.99	0.81	0.66	0.67
Dy	3.96	4.56	4.02	4.70	5.03	3.96	3.39	3.48
Y	16.53	19.69	18.07	20.36	21.75	16.35	14.42	14.68
Ho	0.73	0.85	0.80	0.87	0.99	0.73	0.65	0.65
Er	2.04	2.31	2.22	2.50	2.68	2.04	1.83	1.92
Tm	0.25	0.31	0.32	0.31	0.34	0.25	0.25	0.25
Yb	1.60	1.88	1.96	2.09	2.08	1.60	1.62	1.63
Lu	0.23	0.29	0.28	0.30	0.30	0.23	0.24	0.23
Mg#	34	34	42	35	40	34	34	34
La/Yb	27	21	14	19	16	27	23	22
Sm/Yb	4.27	4.10	2.60	3.66	3.64	4.27	3.34	3.36
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	-	0.51279	0.51281	0.51280	-	-	-	-
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	18.6343	18.7712	18.6350	-	-	-	-
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	15.5612	15.5782	15.6000	-	-	-	-
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	-	38.4906	38.6238	38.6240	-	-	-	-

Примечание. FeO* - сумма оксидов железа в виде FeO; Mg # = MgO/(MgO+FeO*) в мас.% LOI – потери при прокаливании

Таблица 3. К-Аг датирование по зернам биотита из образца субвулканического габбро

Образец	Минерал	К, %	Радиоогенный Аг, нг/г	К-Аг возраст, млн. лет	Воздушный Аг, %
Я -16 (а)	биотит	6.61	34.1±2.4	74.5±5.1	8.7

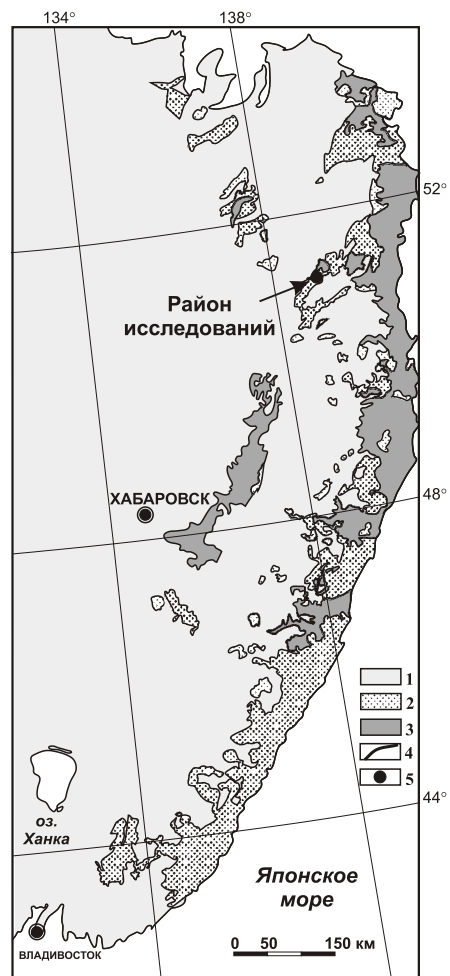


Рис. 1 к статье Мартынов А.Ю., и др.

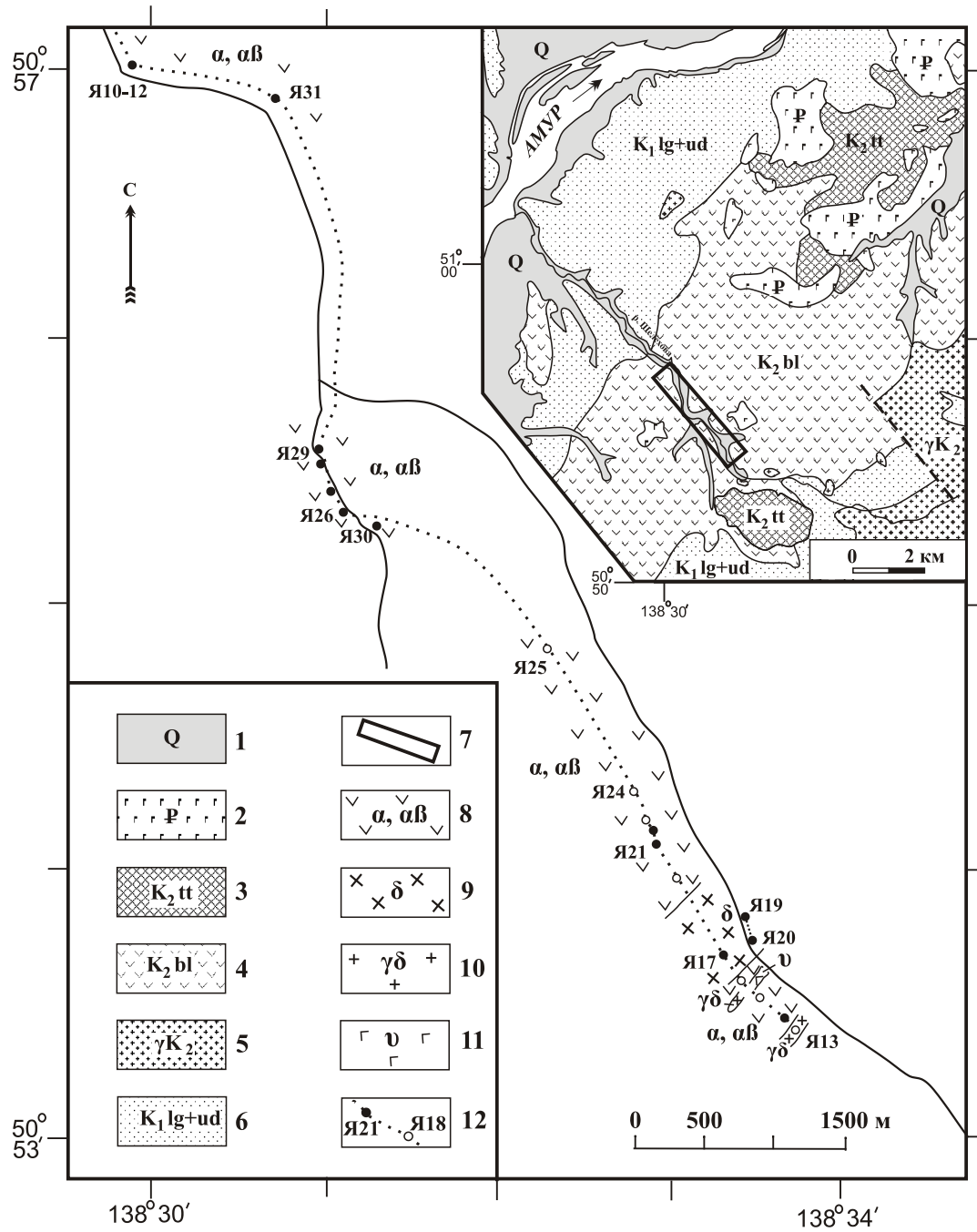


Рис. 2 к статье Мартынов А.Ю., и др.

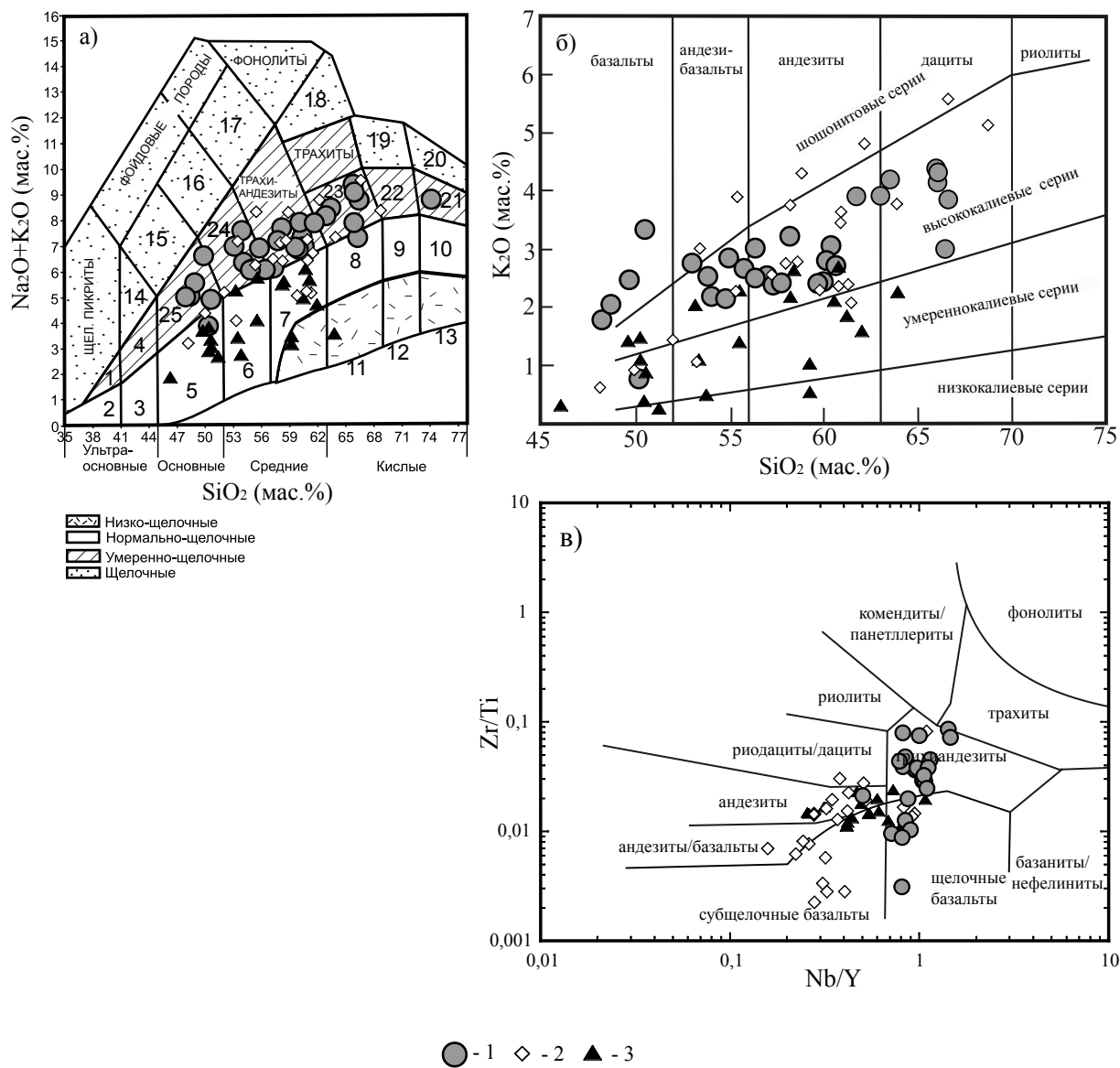


Рис. 3 (а,б,в) к статье Мартынова А.Ю., и др.

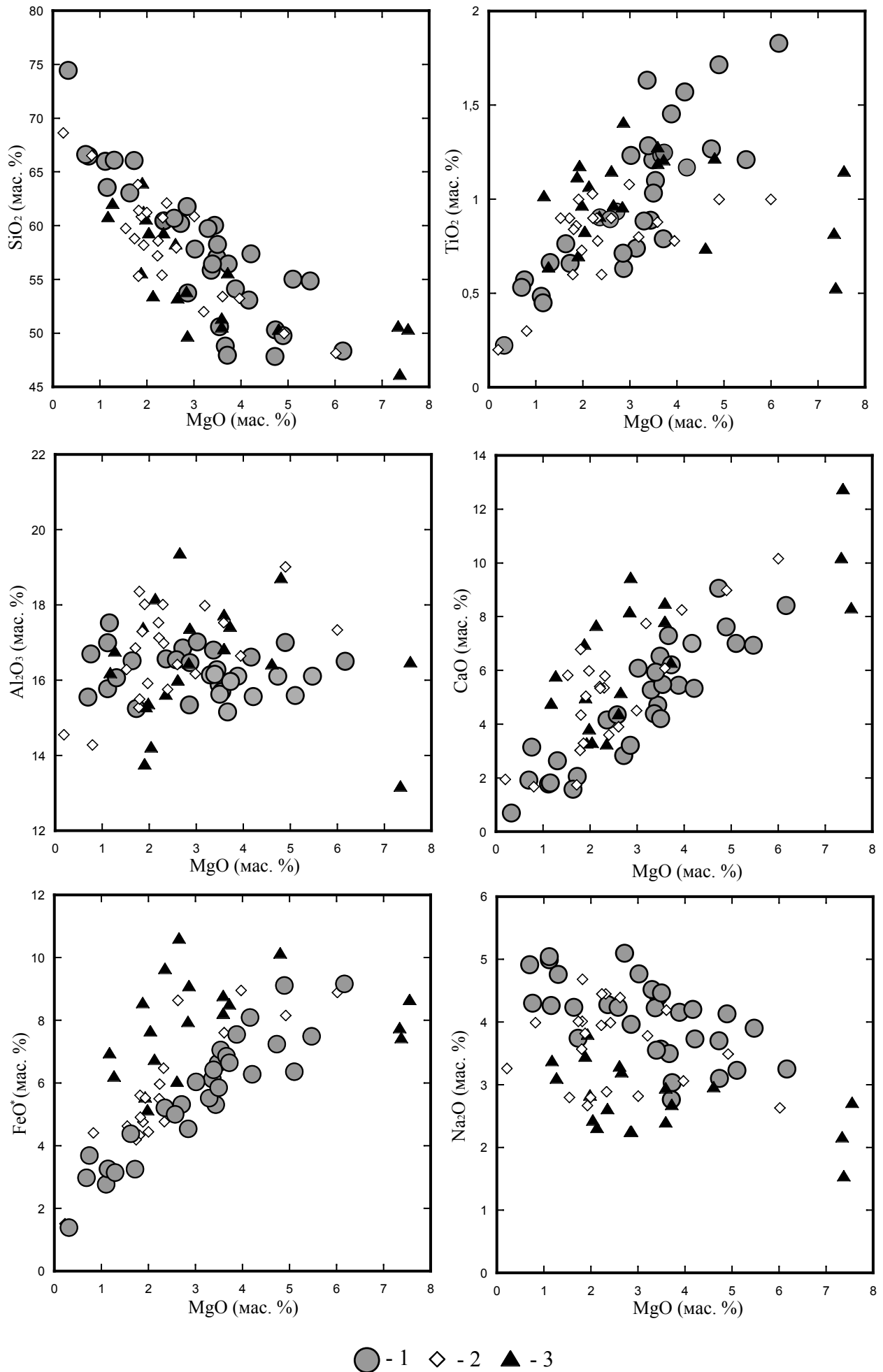
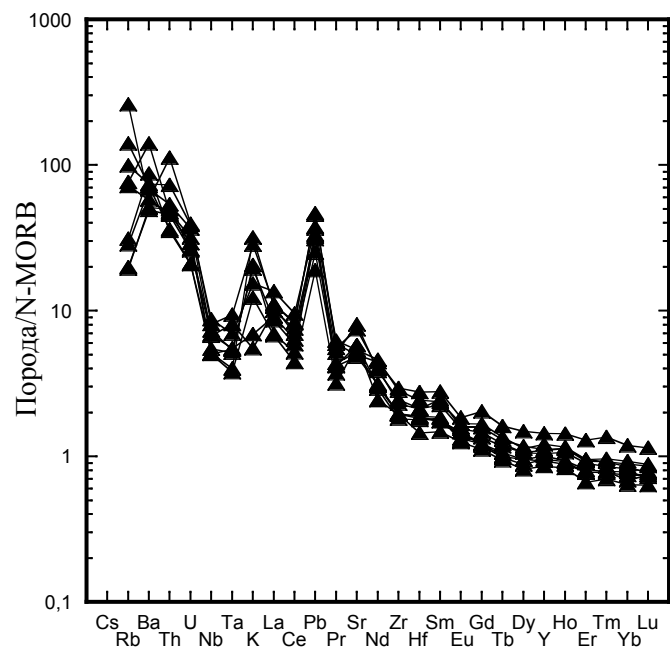
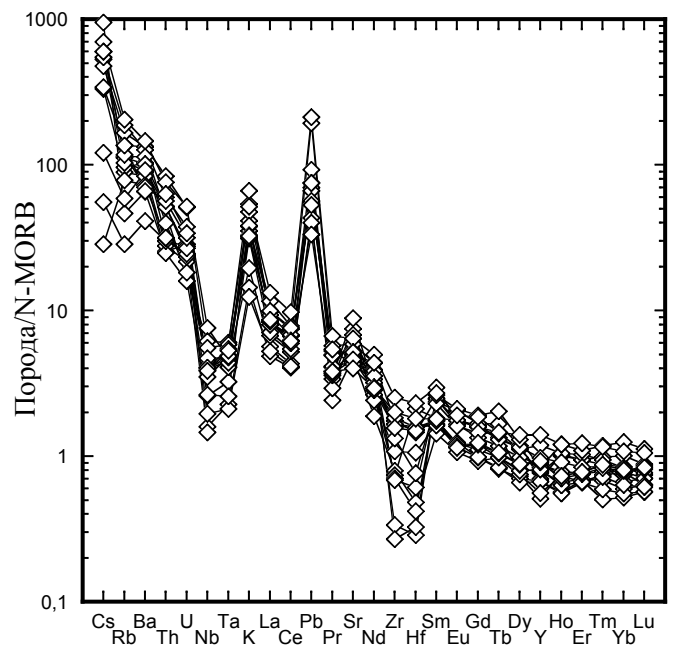
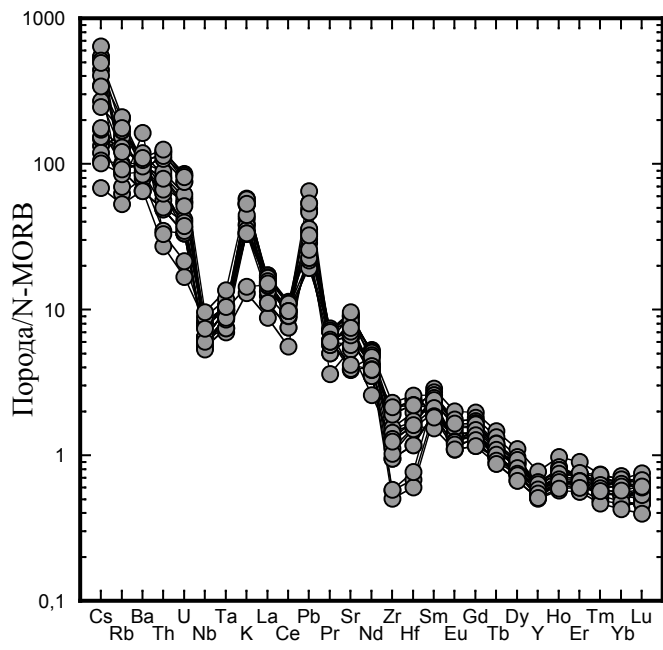


Рис. 4 к статье Мартынова А.Ю.



● - 1 ◇ - 2 ▲ - 3

Рис. 5 к статье Мартынова А.Ю., и др.

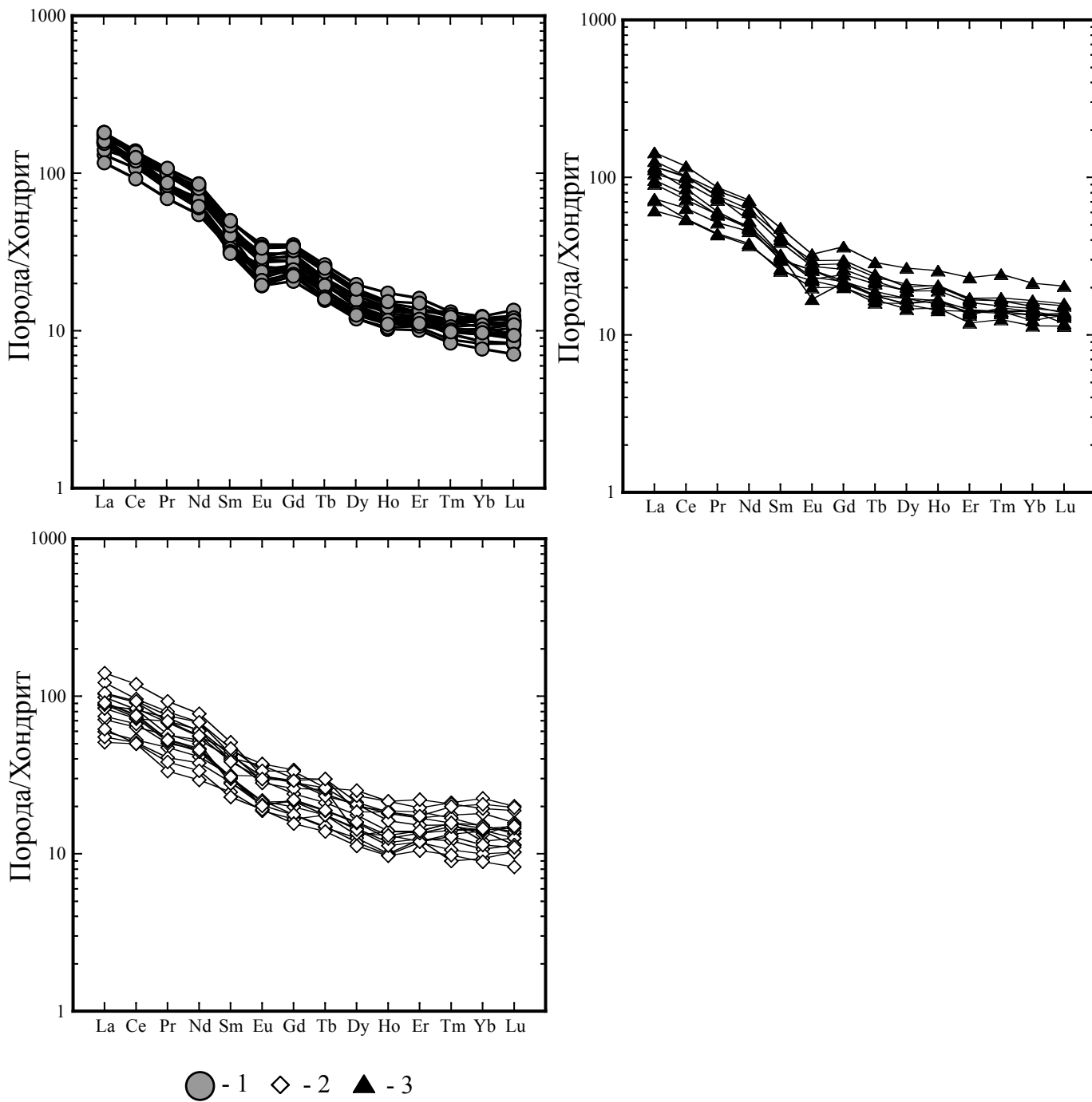


Рис. 6 к статье Мартынова А.Ю., и др.

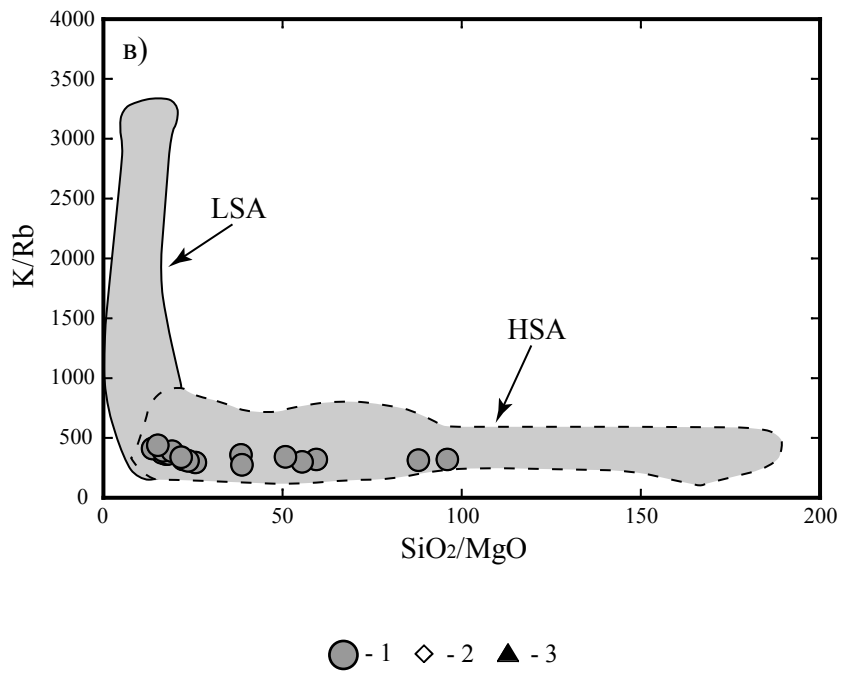
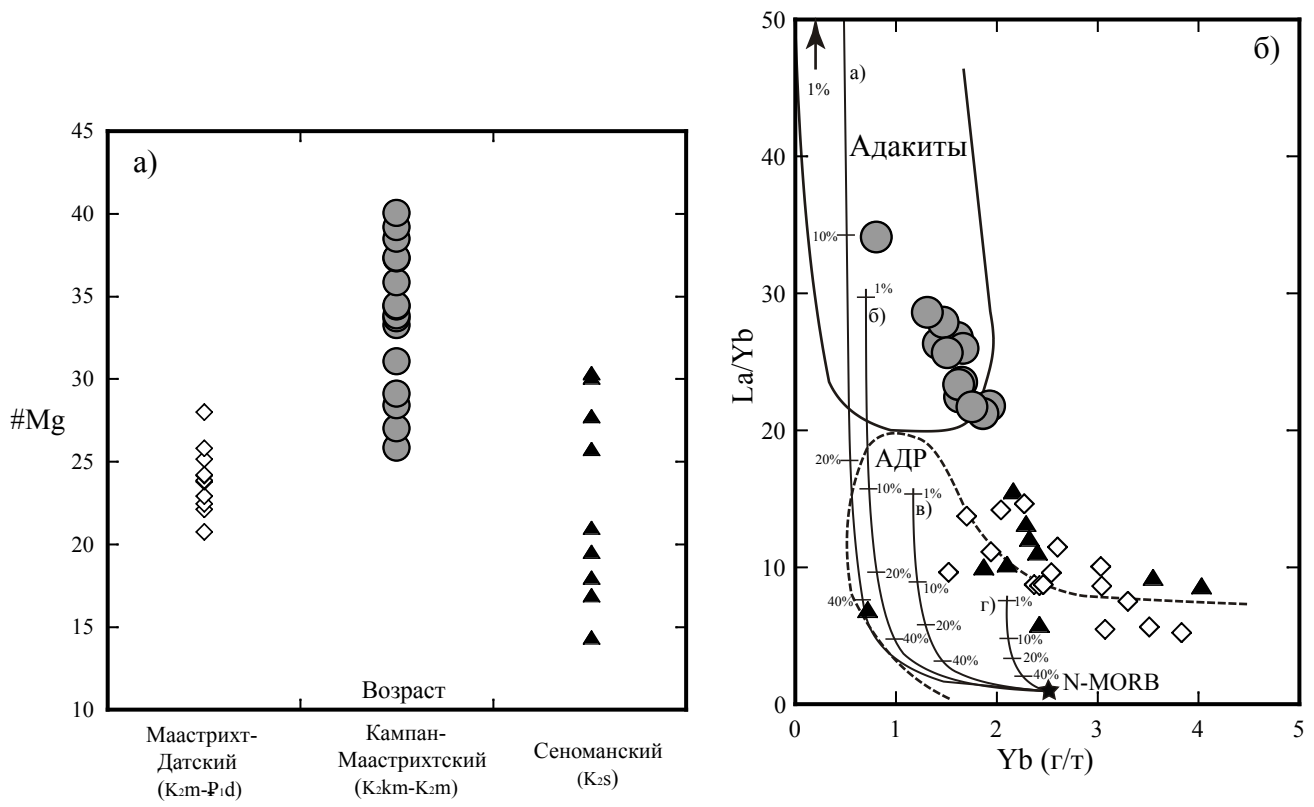
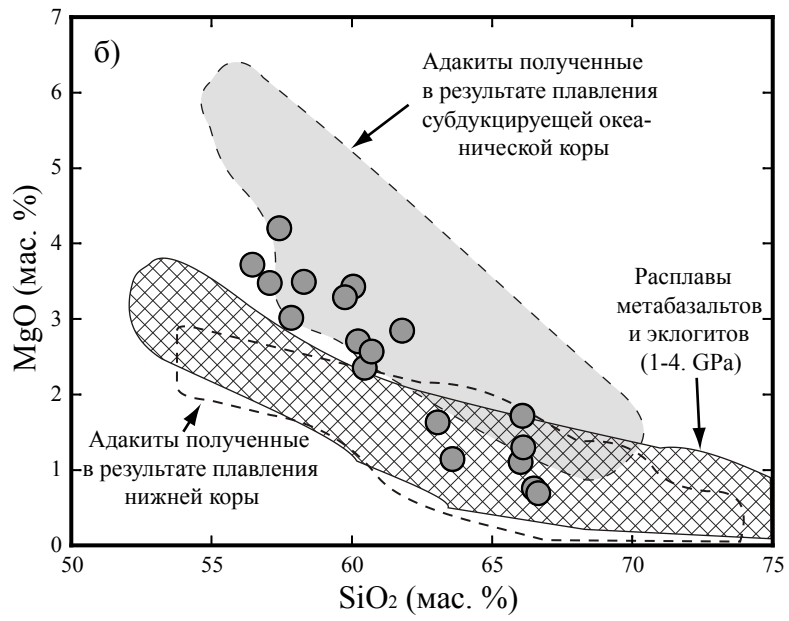


Рис. 7 (а,б,в) к статье Мартынова А.Ю., и др.



● - 1

Рис. 8 к статье Мартынова А.Ю., и др.

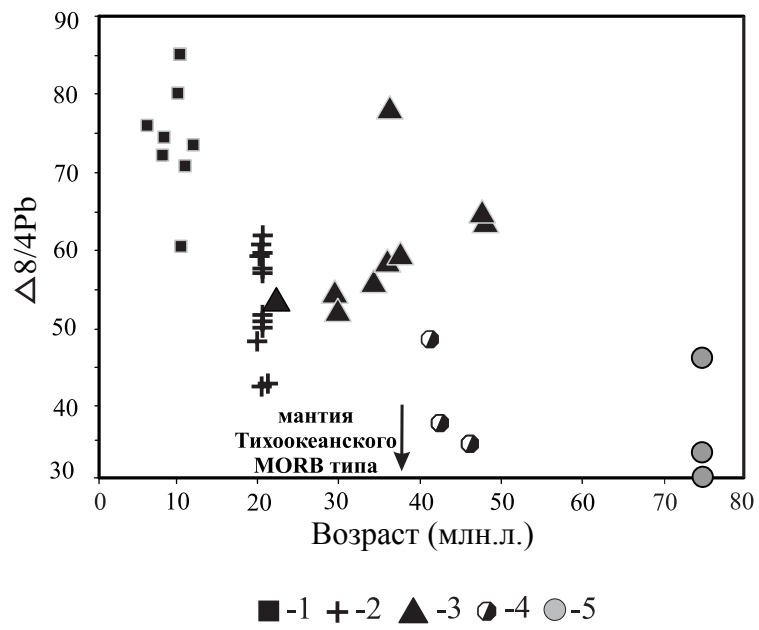


Рис. 9 к статье Мартынова А.Ю., и др.

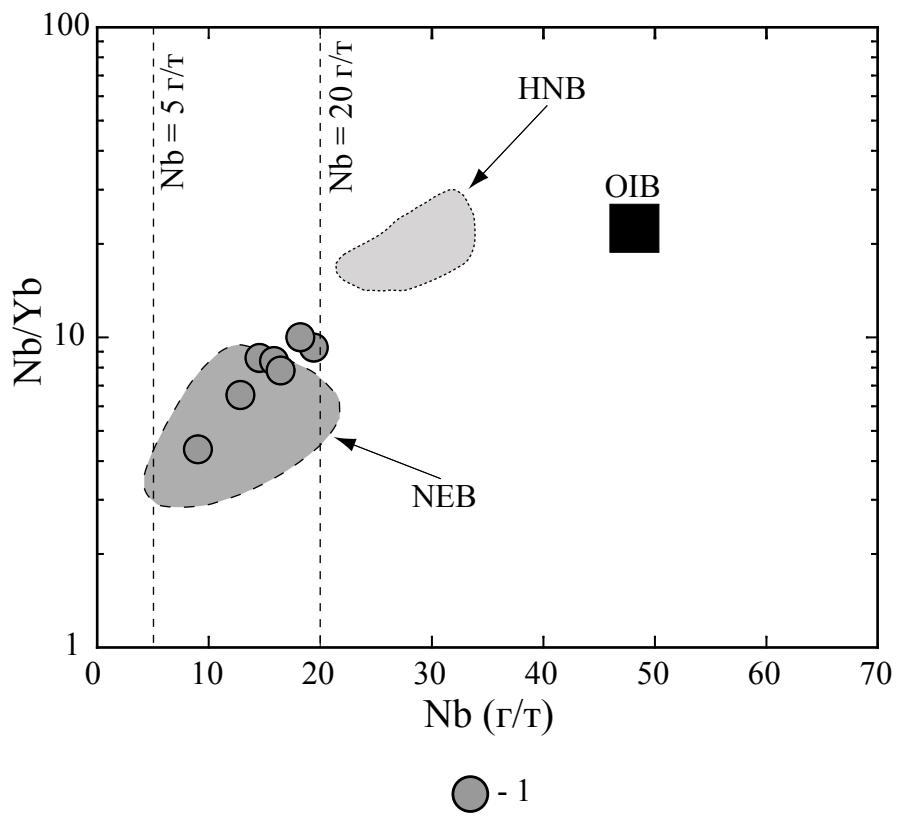


Рис. 10 к статье Мартынова А.Ю., и др.

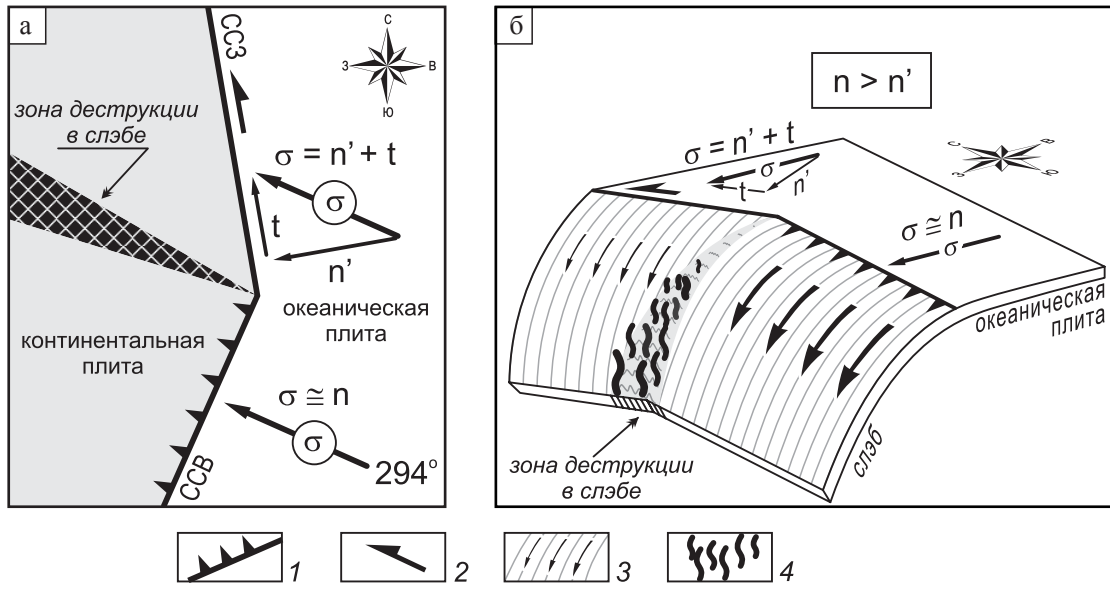


Рис. 11 к статье Мартынова А.Ю., и др.