

## ОРДОВИКСКАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ В СТРУКТУРАХ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ МИНУСИНСКИХ ВПАДИН

**О.Ю. Перфилова, М.Л. Махлаев, С.Д. Сидорас**

*Федеральное ГУГП «Красноярскгеолсъемка»*

*660020, Красноярск, ул. Березина, 3а*

*E-mail: kgs@vzletka.net*

*Поступила в редакцию 26 февраля 2004 г.*

В структурах складчатого обрамления Минусинского прогиба (центральная часть Алтае-Саянской складчатой области) впервые выделена вулканно-плутоническая ассоциация (ВПА) среднего-позднего ордовика, которую формируют вулканические образования трахибазальт-трахит-трахириолитового состава и сиенит-граносиенитовые интрузии. Породы ВПА слагают в различной степени эродированные локальные палеовулканические структуры, в составе которых представлены образования покровной, жерловой, субвулканической, гипабиссальной, мезоабиссальной фаций глубинности. Размещение их контролируется разрывными нарушениями, пересекающими сложнодислоцированную структуру нижнего этажа. Образования ВПА принадлежат к умеренно-щелочному ряду калиево-натриевой серии и являются производными расплавов мантийного генезиса. С ними генетически связано медно-молибден-порфировое оруденение региона. Возраст ассоциации (430-465 Ма) подтверждается комплексом методов радиоизотопного датирования и палеомагнитными данными.

*Ключевые слова: средний-поздний ордовик, вулканно-плутоническая ассоциация, палеовулканы, Минусинский межгорный прогиб, Алтае-Саянская складчатая область.*

## THE ORDOVICAN VOLCANIC-PLUTONIC ASSAMBLAGE IN THE STRUCTURES OF THE FOLDING BELT OF THE MINUSINSK MOUNTAIN THROUGH

**O.Yu. Perfilova, M.L. Mahlaev, S.D. Sidoras**

*The Federal Unitary State Geological Enterprise Krasnoyarskgeolseomka*

*(FUSGE Krasnoyarskgeolseomka)*

For the first time in the folding belt of the Minusinsk mountain through (the central part of the Altai-Sayan belt department) the volcanic-plutonic assamblage (VPA) of the middle-late ordovic forming the volcanical deposits of the trahybasalt-trahyte-trahyriolite composition and sienit-granite intrusions was marked out. The rocks of the VPA in different quantity constitute eroded local paleovolcanic structures in the composition of which the deposits of the nappe, neck, subvolcanic, gipabisalic, mesoabisalic depth facies are presented. Their distribution is controlled by the faults disturbances sitting the multilocated of the down structural stage. The deposits of the VPA are of the moderate potach-natrio origin belonging to the calio-acidal seria and are formed by the solution of the mantle genesis. The cupre-molibden porphyrite ores of the region are in close genetic relation with them. The age of the association (430-460 Ma) is confirmed by the complex of radioisotopic and paleomagnetic tests and their data.

*Key words: the middle-late ordovic, the volcanic-plutonic assamblage, paleovolcanes, the Minusinsk mountain through, the Altai-Sayan belt department.*

В центральной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО) давно известны проявления интенсивного постколлизийного континентального магматизма повышенной щёл-

очности. Продукты этого магматизма широко распространены как в низах разреза Минусинских впадин, так и в более мелких наложенных структурах в пределах их складчатого обрам-

ления. Вулканогенные образования пёстрого петрографического состава залегают здесь с резко выраженным структурным несогласием на позднерифейско-раннекембрийском складчатом основании. Большинство авторов по сложившейся традиции образование этих пород связывалось исключительно с раннедевонской тектоно-магматической активизацией. В то же время уже давно начали появляться разрозненные данные, что часть постколлизиионных вулканогенных образований этого региона имеет додевонский возраст. Так, в структурах зоны сочленения Северо-Минусинской впадины и Кузнецкого Алатау выделялась кошкулакская свита, с долей условности относившаяся к среднему кембрию [Иванкин и др., 1964]. В юго-восточной части Кузнецкого Алатау И.К. Кокодезевым выделена предположительно верхнесилурийская тейская свита. В.Л. Хомичевым и Л.В. Алабиным неоднократно высказывалось мнение о широком распространении в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне вулканических образований ордовикского либо позднесилурийского возраста [Алабин, 1969; Хомичев, 1988]. То есть многие исследователи региона не сомневались в присутствии в горном обрамлении Минусинских впадин продуктов постраннекембрийского (но додевонского) вулканизма. В последние годы по пробам из вулканических пород с неясным возрастным положением, отобранным в различных частях региона, получены изотопно-геохронологические датировки, значения которых укладываются преимущественно в интервал 430-460 млн лет, что отвечает среднему-позднему ордовику [Рублев, 1996; Перфилова и др., 1999; Крук и др., 2002]. В ряде случаев эти датировки подкреплены и результатами палеомагнитных исследований. В результате внесена некоторая определённости в вопрос о возрастных рамках постколлизиионного додевонского вулканизма в регионе и появилась возможность уверенно говорить о широком развитии его проявлений в структурах складчатого обрамления Минусинского прогиба (рис. 1). В настоящее время наиболее надёжно обосновано выделение вулканогенных и связанных с ними интрузивных образований среднего-позднего ордовика на восточном и юго-восточном склонах Кузнецкого Алатау и в пределах Качинско-Шумихинской вулкано-тектонической депрессии в районе г. Красноярска. Кроме того, в Кузнецком Алатау весьма вероятно отнесение к производным этого же этапа

магматической активизации вулканогенных образований тейской свиты, имеющих аналогичный состав и структурно-тектоническую позицию [Хомичев, 1988], а также параллелизуемых с ними вулканитов Балыксинского и Главстанского грабенов (целиком или частично). Имеются данные о наличии проявлений средне-позднеордовикского магматизма и к востоку от Минусинских впадин, в структурах Восточного Саяна. Здесь достаточно надёжные U-Pb изотопные датировки получены А.Э. Изохом по циркону из сиенитов Сайбарского массива ( $457 \pm 10$  Ma) и А.Г. Рублёвым – по вулканическим образованиям района вершины г. Имир ( $435 \pm 5$  Ma), Ирбинского ( $438 \pm 4$  Ma) и Кулюкского ( $459 \pm 5$  Ma), а также из субвулканических пород г. Лугаг в восточной части Сыдо-Ербинской впадины ( $453 \pm 5$  Ma, Rb-Sr) [Рублев, 1996]. К сожалению, вопрос о площадном распространении ордовикского магматизма в этих районах остается практически не изученным. С большой долей вероятности (учитывая состав и структурную позицию) можно предполагать принадлежность к образованиям данного этапа вулканитов сосновской и старковской свит Амыло-Кандатского прогиба (данные В.Д. Зальцмана). Наконец, есть предварительные изотопно-геохронологические и палеомагнитные данные о принадлежности к среднему-позднему ордовику пород хараджульской свиты, выполняющих одноименную палеовулканическую структуру в зоне сочленения Южно-Минусинской впадины и Западного Саяна. Имеются данные о наличии средне-позднеордовикских вулканогенных образований и в сопредельных районах. Соответствующие радиоизотопные датировки были получены для вулканических пород Агульского прогиба [Рублев, Шергина, 1996]. По данным П.Ф. Ковалева, галька формационно аналогичных эффузивов присутствует в конгломератах верхнего ордовика и силура Хемчикско-Систигхемского прогиба на северо-востоке Тувы, что позволяет предполагать развитие ордовикского вулканизма и на этой территории.

Наиболее представительные материалы получены в результате проводившихся в последние годы геологосъемочных работ на восточном склоне Кузнецкого Алатау и в зоне его сочленения с наложенными впадинами Минусинского межгорного прогиба. Важно, что здесь имеется возможность детального исследования не только эффузивных образований определенного возрастного уровня или отдельных интрузивных образований.

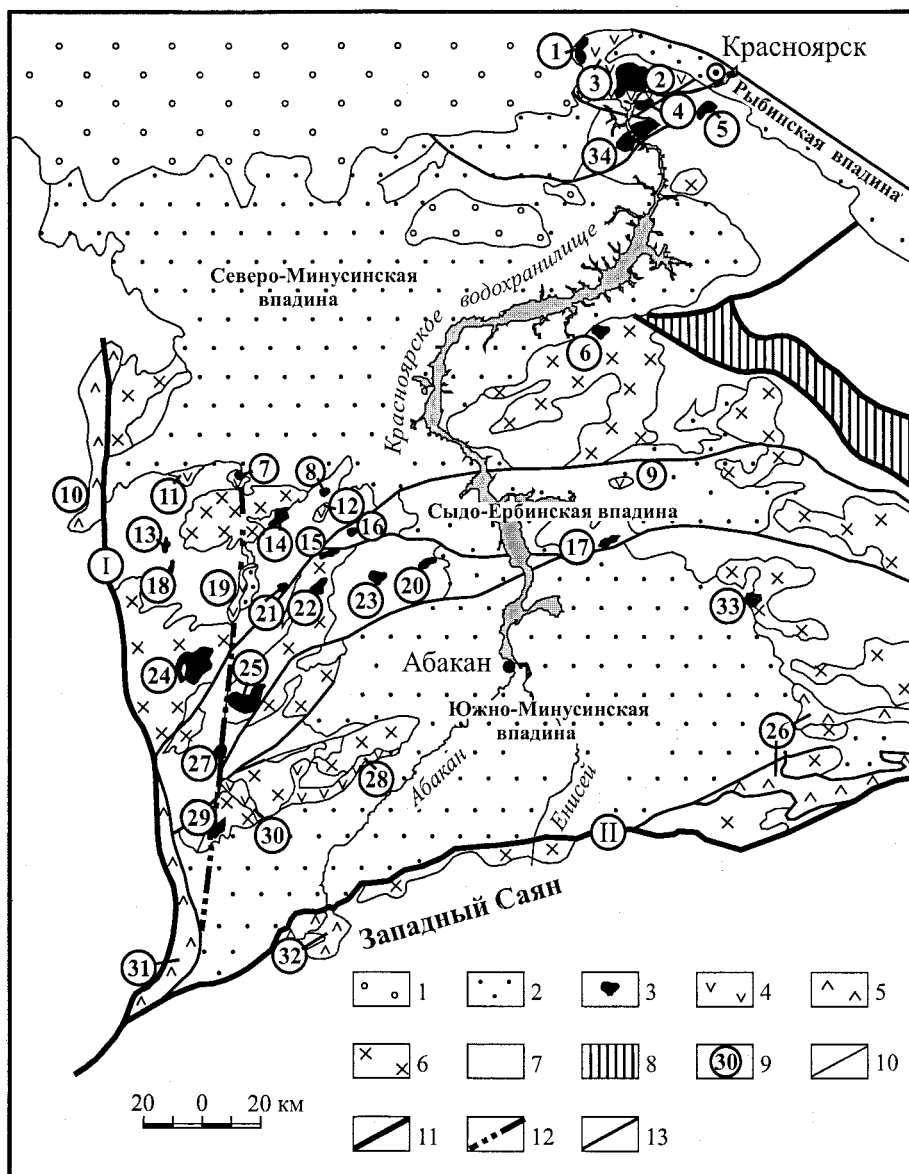


Рис. 1 Схема размещения пород ордовикской ВПА в структурах складчатого обрамления Минусинских впадин.

1 – мезозойские отложения; 2 – отложения Минусинского межгорного прогиба (девон-пермь); 3 – интрузии ордовикской ВПА; 4 – эффузивы ордовикской ВПА; 5 – эффузивы предположительно ордовикского возраста; 6 – гранитоидные плутоны кембрия-раннего ордовика;

7 – рифей-позднекембрийские образования; 8 – протерозойские образования Дербинского блока; 9 – номера локальных структур среднего-позднего ордовика: 1 – Зелдеевский массив, 2 – Лиственский массив, 3 – Качинско-Шумихинская вулканотектоническая депрессия, 4 – Шумихинский массив, 5 – Столбовский массив, 6 – субвулканическая интрузия г. Имир, 7 – Кошкулакская палеовулканическая структура и Колдужульский массив, 8 – массив горы Красной, 9 – вулканические и субвулканические породы г. Лутаг, 10 – вулканиды Главстанского грабена, 11 – Ефремкинская палеовулканическая структура, 12 – Кошкулакская палеовулканическая структура, 13 – массив горы Черемных, 14 – Туимо-Карышский массив, 15 – Березовская группа интрузий, 16 – Юлиньские массивы, 17 – Сайбарский массив, 18 – Случайнинский массив, 19 – Уленьская палеовулканическая структура, 20 – Котурский массив, 21 – Алоколунгский массив, 22 – малые интрузии Сорского месторождения, 23 – Чалпанский массив, 24 – Гольцовый массив, 25 – Карлыгановский массив, 26 – вулканиды Амыло-Кандатского прогиба, 27 – Улуг-Засский массив, 28 – Большесырская палеовулканическая структура, 29 – Саганахольский массив, 30 – Тейская палеовулканическая структура, 31 – вулканиды Балыксинского грабена, 32 – Хараджульская палеовулканическая структура, 33 – Ирбинский массив; 34 – Кулюкский массив; 10 – геологические границы; 11 – главные разрывные нарушения (I – Кузнецко-Алатауский, II – Саяно-Минусинский); 12 – Тейско-Кошкулакский линиамент; 13 – прочие разломы.

зий, но и комплексного изучения вулcano-плутонических ассоциаций (ВПА).

**Кузнецкий Алатау.** По данным авторов, в западном и юго-западном обрамлении Минусинских впадин к производным ордовикского этапа тектоно-магматической активизации относятся образования кошкулакской, большесырской и тейской свит трахибазальт-трахит-трахириолитового состава и юлинского сиенит-граносиенитового интрузивного комплекса. Ранее все они рассматривались как образования различного возраста, и их формирование не связывалось с каким-либо единым геологическим процессом. Кошкулакская свита в региональных стратиграфических схемах условно помещалась на уровень среднего кембрия, обычно параллелизуясь с бериккульской свитой западной части Кузнецкого Алатау. Большесырская и хараджувская свиты, хотя и были выделены в 1940-е гг. А.Г. Сивовым как предположительно силурийские, в дальнейшем без сомнений (несмотря на отсутствие каких-либо данных для обоснования возраста) присоединялись к девонскому разрезу в качестве его нижнего члена. Тейская свита одними авторами рассматривалась как силурийская, другими относилась к девону. Юлинский комплекс как самостоятельное подразделение был выделен в 1947 г. И.К. Баженовым в районе одноименной группы месторождений в объеме, полностью соответствующем его современному пониманию. Но в дальнейшем это подразделение в региональных схемах магматизма долгое время не использовалось. В результате другие исследователи, сталкиваясь со своеобразием состава и структурно-тектонической позиции аналогичных интрузивных образований в других частях региона, вынуждены были предлагать для них новые самостоятельные названия, и это привело к накоплению обширной синонимии. Так, малые интрузии сиенитов, граносиенитов и умеренно-щелочных лейкогранитов Сорского молибденового месторождения, являющиеся аналогами Юлинских, были выделены Д.И. Мусатовым [Мусатов, 1961] как сорский комплекс. И.К. Кокодзеевым [Кокодзеев, 1965] на юго-востоке Кузнецкого Алатау был выделен аналогичный по составу саганахгольский комплекс, а Б.Д. Васильевым [Васильев, 1987] в Туимском рудном районе – колоджувский комплекс. В.Л. Хомичев [Хомичев, 1999] объединял большую часть рассматриваемых интрузий в составе карлыгановского комплекса, включая при

этом туда же и некоторые габброидные тела, что пока не получило убедительного подтверждения. Возраст комплекса оставался весьма неопределенным и трактовался различными авторами в диапазоне от среднего кембрия до раннего девона. Авторы, руководствуясь «Петрографическим кодексом», из многочисленных наименований комплекса принимают приоритетное название «юлинский», а все остальные (сорский, саганахгольский, колоджувский, карлыгановский) рассматривают как синонимы. Эта же позиция принята и в современных серийных легендах для государственных геологических карт. Результаты изучения вещественного состава и структурной позиции, а также определения возраста всех перечисленных вулканогенных и интрузивных образований, позволяют рассматривать их в качестве членов единой вулcano-плутонической ассоциации среднего-позднего ордовика. При этом, в зависимости от уровня эрозионного среза, выявлено 3 основных типа локальных палеовулканоструктур, сложенных породами покровной, жерловой, субвулканической, гипабиссальной а, в ряде случаев, и мезоабиссальной фаций глубинности [Перфилова, 1999].

К первому, наименее эродированному, типу принадлежат морфологически четко выраженные центральные (преобладают) и линейные (трещинные) палеовулканоструктуры, в которых наиболее полно представлены эффузивные члены ВПА. Образования покровной фации включают базальты, трахибазальты, андезиты, трахиандезиты, трахиты, трахидациты, трахириодациты, трахириолиты и их туфы. К образованиям жерловой и субвулканической фаций относятся трахириодациты и трахиты с восстающей флюидальностью, эксплозивные брекчии, а также дайки и силлы долеритов, диорит-порфиринов, микросиенитов, сиенит-порфиринов. Субвулканическая часть наиболее глубоко эродированных вулканических построек представлена интрузиями сиенит-граносиенитового состава.

К центральным постройкам данного типа на восточном склоне Кузнецкого Алатау относятся: Катюшкинский, Кошкулакский, Алоколунгский, Уленьский и Ефремкинский палеовулканы (см. рис. 1). Ко второму типу отнесены более эродированные кольцевые вулcano-плутонические структуры, в которых образования покровной эффузивной фации представлены лишь фрагментарно, главным образом в пери-

ферических частях. Центром этих палеоструктур в современном эрозионном срезе являются гипабиссальные интрузии сиенитов, граносиенитов и субщелочных гранитов. Примером является Юлинская вулcano-плутоническая структура. По периферии структуры наблюдаются реликты субгоризонтально залегающих на складчатом комплексе основания потоков эффузивов кошкулакской свиты. В центральной части структуры находятся Южный и северный Юлиньские массивы, площадью 10 и 3 кв. км соответственно. По геофизическим данным, они являются изолированными выходами на дневную поверхность единого интрузивного тела. Краевые части интрузий сложены тонкозернистыми кварцевыми сиенитами и граносиенит-порфирами, а наиболее глубокоэродированные зоны – несколько более крупнозернистыми сиенитами. Кольцевое строение структуры отчетливо выражено на мелкомасштабных аэрофотоснимках и космоснимках [Перфилова, 1999]. Наконец, в наиболее эродированных палеоструктурах эффузивные и субвулканические образования не сохранились (иногда они, возможно, и отсутствовали), и этот тип представлен гипабиссальными и мезоабиссальными интрузиями гранитоидов повышенной щелочности, пространственно не связанными с эффузивами. К таким массивам относятся: Котурский, Чалпанский, Туимо-Карышский, Сайбарский, Случайнинский, Гольцовый, Карлыгановский, Улут-Засский, Саганахгольский, Ирбинский массивы и массив г. Черемных.

Одной из наиболее сохранившихся средне-позднеордовикских палеовулканоструктур является Катюшкинская площадью около 17 км<sup>2</sup>, расположенная на правом берегу р. Сон к востоку от дер. Катюшкино (рис. 2). Это комбинированный лавово-насыпной палеостратовулкан. Сама конусовидная постройка в значительной степени эродирована, и её останцы сохранились лишь в виде дугообразных хребтов и возвышенностей высотой в первые сотни метров. Эффузивы имеют пологое (5-10°) периклинальное падение, осложненное наличием ряда второстепенных паразитических кратеров. Образования покровной фации в нижних частях разреза палеовулкана представлены трахибазальтами и трахиандезибазальтами кошкулакской свиты, а выше начинают преобладать породы более кислого состава – от трахиандезитов до трахириодацитов. Коэффициент эксплозивности возрастает к концу вулканической

деятельности (от 5 до 70). Туфы образуют овальные и подковообразные в плане тела. Крупность пирокластического материала быстро уменьшается при удалении от центров извержений. Общая мощность образований покровной фации – 225 м. В современном рельефе жерлово-прижерловая часть палеовулкана наблюдается в виде замкнутой, неправильно-овальной в плане, котловины длиной около 2,5 км и шириной от 0,5 км на юге, до 1 км на севере, заполненной рыхлыми четвертичными отложениями. Образование этой котловины, видимо, связано с возникновением на поздних этапах деятельности вулкана вершинной кальдеры. Жерлови́на заполнена разнородными по составу лавовыми и пирокластическими породами. Центральная часть главного жерла закупорена агломератовыми туфами и эксплозивными брекчиями трахитов и трахидацитов. Помимо главного жерла, наблюдается ряд паразитических вулканических аппаратов (от 100 до 1000 м в поперечнике), приуроченных к кольцевым и радиальным разломам и возникших в посткальдерную стадию. Жерловые фации представлены трахитами с восстающей флюиальностью, туфолавами, эксплозивными брекчиями и грубыми пирокластическими образованиями (агломератовыми туфами жерловой и прижерловой зон). Субвулканические интрузии, возникшие на ранних этапах вулканической деятельности, имеют ограниченное распространение и представлены дайками долеритов. Среди более поздних субвулканических образований преобладают дайки микросиенитов, сиенит-порфиров и риолитов, выполняющие радиальные трещины. Протяженность – до нескольких сотен метров, мощность – до 200 м. В поднятом юго-западном блоке обнажена пластовая субвулканическая интрузия, сложенная сиенит-порфирами и мелкозернистыми порфиroidными сиенитами и кварцевыми сиенитами, видимо, возникшая на месте одной из периферических магматических камер. [Перфилова и др., 1999].

В районе стратотипа кошкулакской свиты г. Кошкулак – также находится палеовулканическая постройка, представляющая собой среднеэродированный стратовулкан центрального типа, породы покровной фации которого лучше всего сохранились в районе вершины горы и к востоку от нее. В нижней части разреза наблюдается чередование темно-зеленых базальтов и их туфов. Выше по разрезу они сменяются серовато-зелеными андезибазальтами.

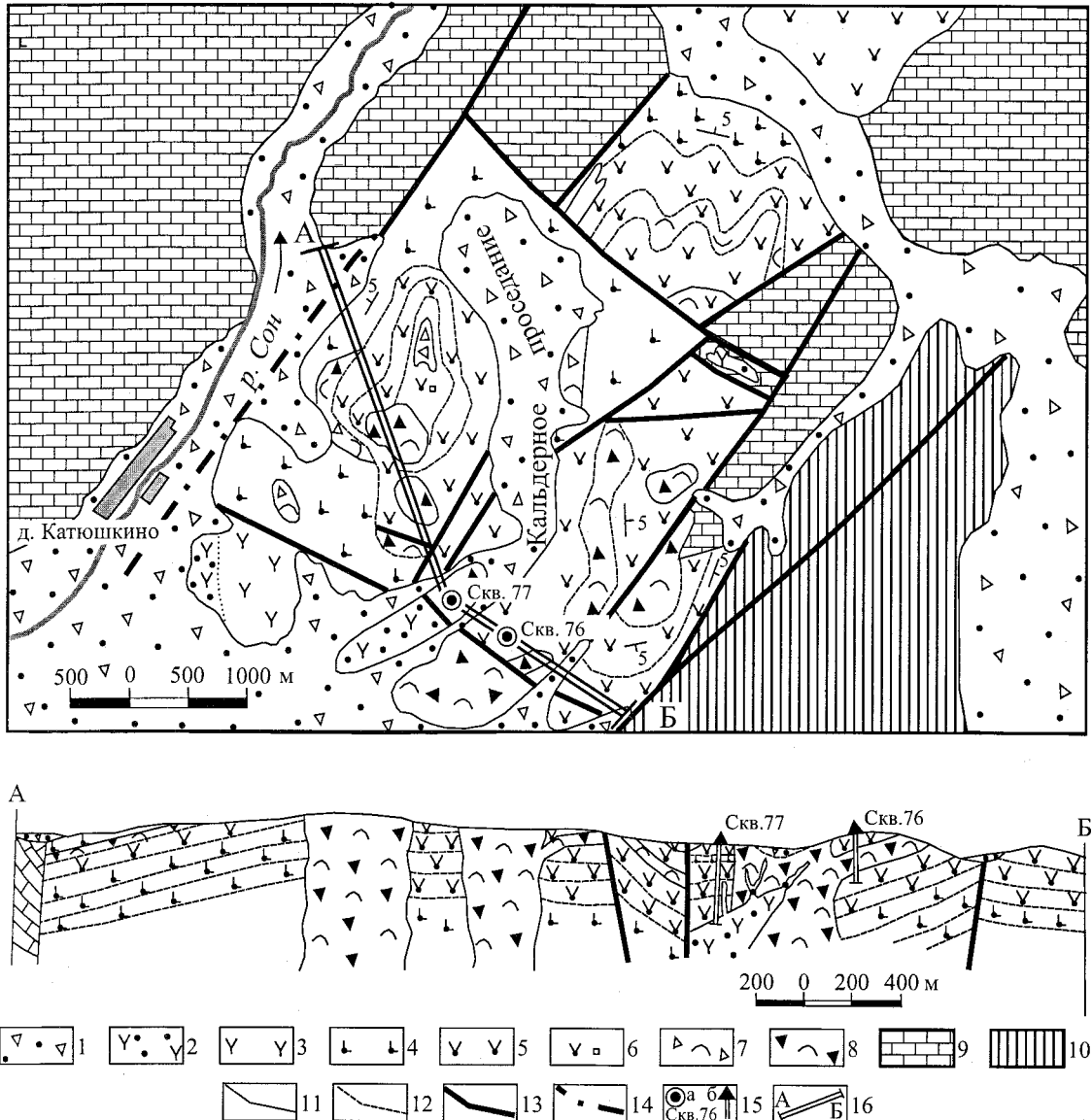


Рис. 2. Схема геологического строения Катюшкинской палеовулканической постройки.

1 – кайнозойские образования; 2-3 – породы юлинского комплекса: 2 – сиенит-порфиры; 3 – мелкозернистые сиениты; 4-8 – породы кошкулакского вулканического комплекса: 4 – трахибазальты, 5 – трахиандезиты афировые и мелкопорфировые, 6 – трахиандезиты и трахиты крупнопорфировые, 7 – агломератовые туфы, 8 – эксплозивные брекчии; 9 – карбонатные породы раннего кембрия; 10 – позднерифейские образования; 11 – геологические границы; 12 – границы отдельных потоков эффузивов; 13 – разрывные нарушения; 14 – разрывные нарушения, скрытые под чехлом кайнозойских образований; 15 – скважины на схеме (а) и на разрезе (б) и их номера; 16 – линия геологического разреза.

Завершают разрез лилового-вишневые трахиандезиты и трахиты. Общая мощность образований покровной фации – 441 м. Породы жерловой и субвулканической фаций представлены эксплозивными брекчиями, микросиенитами и сиенит-порфирами. В наиболее эродированной северо-восточной части Кошкулакского палео-

вулкана эффузивы отсутствуют, а на дневную поверхность выведены гипабиссальные сиениты и граносиениты юлинского комплекса. Конфигурация интрузий в целом подчиняется общему кольцевому характеру структуры. Крупнейшей из этих интрузий является Колодзюльский гранит-граносиенитовый массив площа-

дью около 13 км<sup>2</sup>. Он сложен тонко- и мелкозернистыми (в центральной части массива – до среднезернистыми) порфировидными кварцевыми сиенитами, граносиенитами и умереннощелочными гранитами, связанными постепенными взаимопереходами.

В юго-восточной части Кузнецкого Алатау, на южных склонах хр. Саксыр нами изучена хорошо обнаженная линейная Большесырская палеовулканоструктура (рис. 3) [Перфилова и др., 2003]. В южной части участка обнажаются эффузивы верхней части разреза большесырской свиты (верхнебольшесырская подсвита), представленные потоками крупнопорфировых трахиандезитов, трахитов, латитов и туфами того же состава. Мощность около 500 м. Средняя часть разреза эффузивов покровной фации (среднебольшесырская подсвита) отличается от нижней резким преобладанием крупнообломочных бомбовых и лапшилевых туфов базальтов, образующих пласты мощностью 20-150 м. Туфы чередуются с маломощными (3-12 м) пото-

ками афировых и мелкопорфировых трахибазальтов, трахиандезибазальтов и трахиандезитов. Мощность подсвиты около 1000 м. Ещё дальше к северу обнажаются эффузивы нижней части разреза покровной фации (нижнебольшесырская подсвита), представленные маломощными (3-14 м) потоками темно-зеленых и зеленовато-серых афировых базальтов с редкими прослоями базальтовых туфов. Мощность менее 400 м. Таким образом, общая мощность наблюдаемых в непрерывном разрезе вулканических образований покровной фации превышает 1900 м. Субвулканические и жерловые образования представлены силлами, некками и дайками габбро, микрогаббро, диорит-порфиритов, трахидацитов, микросиенитов, сиенит-порфиритов и умеренно-щелочных микрогранитов, комагматичных эффузивам большесырской свиты. Большинство субвулканических интрузий приурочено к ослабленной зоне субширотного северо-восточного простирания и ориентировано в том же направлении, подчеркивая распо-

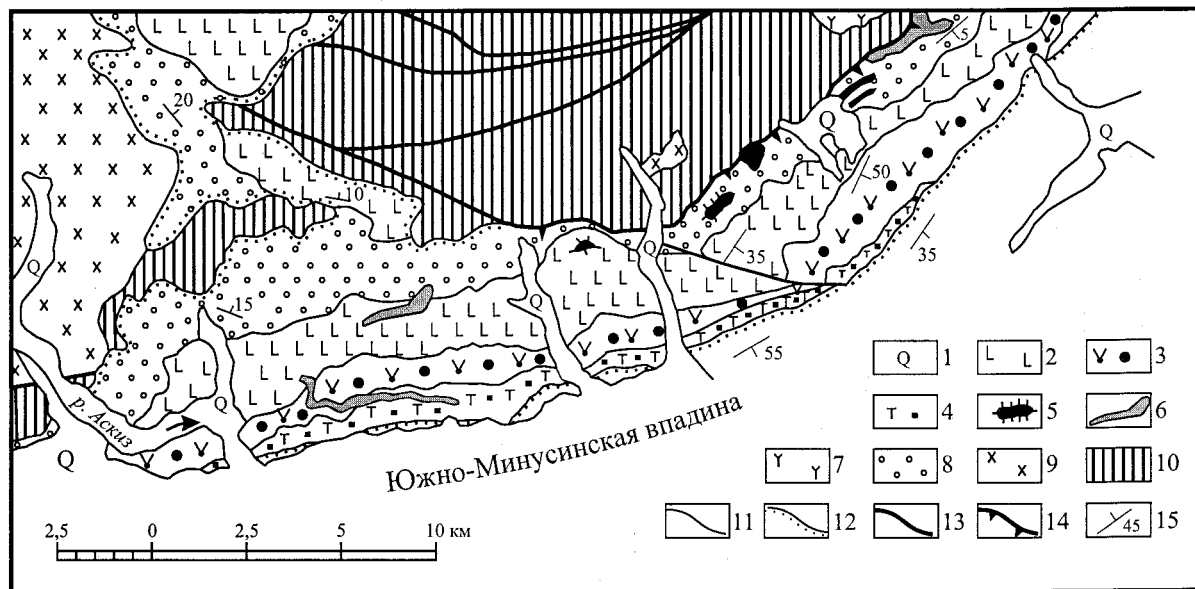


Рис. 3. Схема геологического строения Большесырского участка (северное обрамление Южно-Минусинской впадины).

1 – четвертичные образования; 2 – базальты и трахибазальты нижнебольшесырской подсвиты; 3 – образования среднебольшесырской подсвиты; 4 – породы (преимущественно, трахиандезиты и трахиты) верхнебольшесырской подсвиты; 5 – субвулканические тела микрогаббро большесырского вулканического комплекса; 6 – субвулканические интрузии микросиенитов, сиенит-порфиритов и граносиенит-порфиритов большесырского вулканического комплекса; 7 – граносиениты и умеренно-щелочные лейкограниты юлинского комплекса; 8 – казановская свита; 9 – диориты мартайгинского комплекса; 10 – породы позднего рифея-раннего кембрия; 11 – геологические границы между разновозрастными образованиями; 12 – границы несогласного залегания; 13, 14 – разрывные нарушения: 13 – крутопадающие; 14 – надвиги; 15 – элементы залегания слоистости; 16 – образования среднего-позднего девона и карбона.

ложение трещинных палеовулканических аппаратов. Мощность интрузий до первых сотен метров, протяженность – 150-5000 м. Глубина эрозионного среза возрастает в направлении с юга на север. Поэтому в южной части участка интрузии локализованы преимущественно среди комагматичных эффузивов нижней части разреза большесырской свиты, а севернее залегают среди более древних образований казановской свиты предположительно ордовикского возраста и раннекембрийских известняков. В северной части участка, в пределах поднятого блока обнажаются и самые глубинные члены ВПА, представленные сформированными в условиях гипабиссальной фации каркасными интрузиями сиенитов, граносиенитов и умеренно щелочных микрогранитов юлинского комплекса. Они прорывают Сырский плутон, сложенный диоритами среднекембрийского мартайгинского комплекса. Для уточнения возраста большесырской свиты были проведены радиоизотопные определения возраста трахитов верхнебольшесырской подсвиты и комагматичных им субвулканических сиенит-порфиров Rb-Sr методом (табл. 1). Измерения изотопных отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  проведены в геохронологической лаборатории ФГУПП «Красноярскгеолсъемка» на масспектрометре МИ-1201Т с использованием стандарта SRM-987, а химическое разложение и подготовка проб к анализу велась по методике, рекомендованной ВСЕГЕИ [Методические..., 1985], концентрации Rb и Sr определялись методом изотопного разбавления с абсолютной погрешностью 3%. Очень важно, что геохронологический возраст, полученный Rb-Sr методом по породе и по мономинеральным фракциям биотита и пироксена, совпадает (см. табл. 1). Кроме того, близкие начальные изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7065-0,7080) в эффузивных и субвулканических образованиях свидетельствуют об общности магматического очага и существенной роли мантийной компоненты. Необходимо отметить, что столь же низкие первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ =0,7048-0,7068 были получены ранее по Юлинскому, Чалпанскому, Котурскому, Сорскому и другим массивам юлинского комплекса [Перфилова и др., 1999].

Для уточнения возраста эффузивов были также выполнены палеомагнитные исследования в стратотипических разрезах кошкулакской и большесырской свит. Для чего по всему разрезу были послойно отобраны ориентированные образцы (штуфы) с интервалом отбора

5-15 м по мощности. Из образцов в дальнейшем выпиливались кубики с ребром 4 см и проводились измерения векторов остаточной намагниченности ( $J_n$ ) на астатическом магнитометре МАЛ-036. Все измеренные направления  $J_n$  выносились на стереографическую проекцию, и анализировалось распределение направлений векторов. Первоначально коллекция была подвергнута т.н. временной чистке, т.е. когда образцы были измерены на магнитометре после выдержки в земном магнитном поле в положении обратном *in situ*. Это незначительно улучшило кучности векторов  $J_n$ . В дальнейшем были применены термические исследования со ступенчатым нагревом образцов с интервалом 50°C и охлаждением в четырехслойном пермаллоевом экране конструкции В.П. Апарина. Анализ кривых размагничивания проводился на диаграммах Зийдервильда, которые дают возможность оценить вклад отдельных компонент намагниченности. Для определения генетического вида намагниченности проводились опыты по сравнению характеристик  $J_n$  и идеальной намагниченности ( $J_{ri}$ ), что позволило в отдельных прослоях вулканогенных образований выявить ориентационную, т.е. «осадочную» компоненту намагниченности. В целом, авторы придерживались методических рекомендаций по палеомагнитным исследованиям, данных А.Н. Храмовым [Храмов, 1982]. Исследования выполнены в Палеомагнитной лаборатории ФГУПП. Результаты этих исследований приведены на рис. 4. Для уточнения стратиграфического положения и объема изученных отложений авторами были сопоставлены с изученными стратотипические палеомагнитные разрезы р. Лены, имеющие палеонтологическое обоснование [Родионов и др., 1985]. В настоящее время общепризнано, что геомагнитная полярность носит глобальный характер, а последовательность палеомагнитных зон в разрезах уже вошла в Стратиграфический кодекс [Дополнения..., 2000]. С учетом геохронологических данных (см. табл. 1) палеомагнитные зоны изученных авторов свит следовало бы сопоставить с палеомагнитным разрезом ордовика. Но, согласно имеющимся данным [Родионов и др., 1985], в ордовике насчитывается 17 палеомагнитных зон, в то время как в изученных нами разрезах их не более 5. Неопределенность корреляции зон могло бы снять положение геомагнитного полюса на траектории его миграции, но, как видно из рис. 4, кривые миграции для различ-



Таблица 1

Результаты исследования изотопного состава рубидия и стронция горных пород и минералов большесырской, хараджувльской, тейской и кошкулакской свит

№ пробы	Валовые содержания, мкг/г		Изотопные отношения		Возраст, млн лет
	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	
Большесырская свита (монофракции из слабоизмененных трахитов)					
27522 (Pi)	136	78	4.91	0.7398	451±8 Y=0.7080
27522 (Bi)	278	110	7.12	0.7356	
27527 (Pi)	187	115	4/56	0/7374	
27527 (Bi)	307	213	4.06	0.7342	
27810 (Pi)	88	95	2.61	0.7248	
27810 (Bi)	264	466	1.59	0.7181	
Хараджувльская свита (трахиандезиты)					
21202	64.8	204	0.92	0.7139	449±2 Y=0.7081
21011	53.9	41	3.81	0.7324	
61-1110	74.4	365	0.59	0.7118	
Сиениты большесырского вулканического комплекса					
24461	169.5	135	3.64	0.7308	453±14 Y=0.7073
24463	139.8	180	2.25	0.7219	
24472	101.8	105	2.81	0.7255	
24705	69.9	96	2.11	0.7209	
Тейская свита (порода – трахидациты)					
621	51	254	0,58	0,7065	455±16 Y=0,7030
621a	105	59	5,16	0,7363	
621б	154	157	2,84	0,7219	
621в	117	60	5,68	0,7399	
623	45	117	1,10	0,7103	
Тейская свита (порода – трахириолит-порфиры)					
623б	51	157	0,94	0,7105	453±37 Y=0,7045
624	30	788	0,11	0,7056	
625	39	867	0,13	0,7063	
T-15	202	72	8,14	0,7588	
T-16	93	50	5,41	0,7378	
T-17	145	119	3,53	0,7263	
Кошкулакская свита (порода – тоахиты, трахидациты)					
K-1			26,01	0,8662	T <sub>1</sub> =464±11 T <sub>2</sub> =440±25 Y=0,7068
K-2			16,41	0,8105	
K-3			3,12	0,7231	
K-4			17,89	0,8207	
K-5			9,17	0,76,80	
K-6			12,88	0,7925	

Примечание. T<sub>1</sub> – изохрона по пробам из стратотипа кошкулакской свиты; T<sub>2</sub> – объединенная изохрона по породам Кошкулакской и Ефремкинской палеовулканических построек.

ных блоков земной коры различны, что является следствием горизонтальных перемещений литосферных плит. Не рассматривая последний вопрос детально, отметим лишь, что рассматриваемый Кузнецко-Северосаянский блок к ордовикскому времени был уже консолидирован. На этом основании авторы имели полное право сопоставить кривую миграции палеополюса в

ордовике Алтае-Саянского блока и положение палеополюсов изученных нами отложений. На рис. 4 (кривая 5) палеополюса кошкулакской, большесырской и хараджувльской свит заняли место, соответствующее среднему ордовику, что хорошо согласуется с геохронологическими данными. Это послужило основанием для вывода о том, что эти свиты должны быть отнесе-

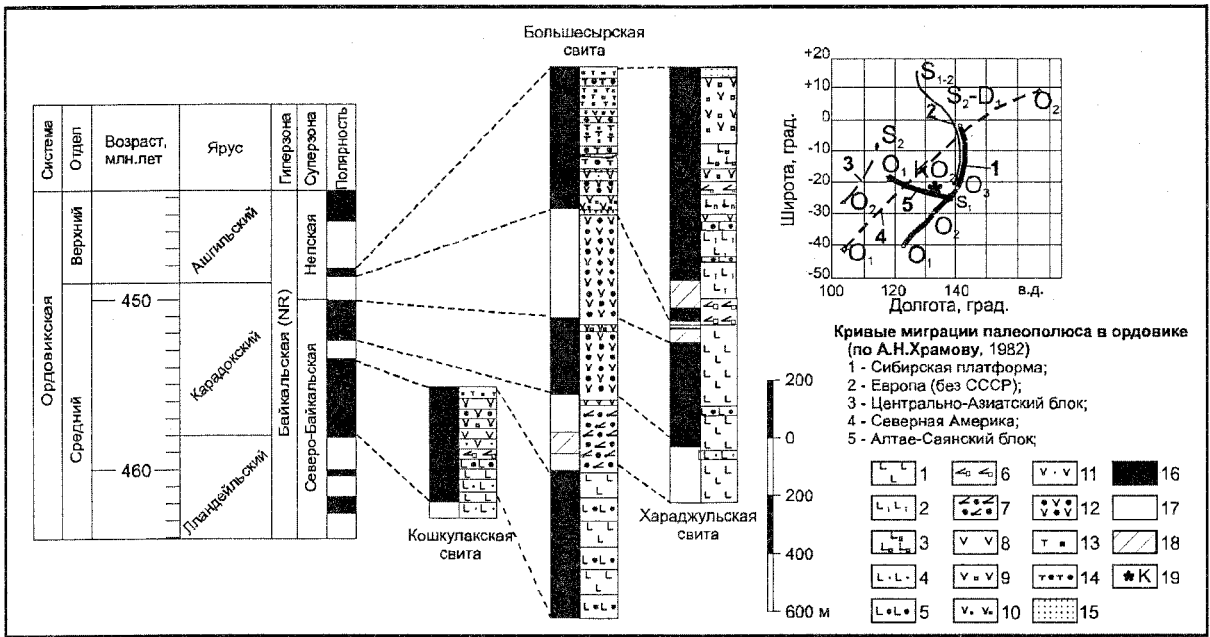


Рис. 4. Схема палеомагнитной корреляции разрезов кошкулакской, большесырской и харджульской свит.

1 – базальты; 2 – базальты порфиоровые; 3 – трахибазальты порфиоровые; 4 – псаммитовые туфы базальтов; 5 – агломератовые туфы базальтов; 6 – андезибазальты порфиоровые; 7 – агломератовые туфы трахиандезибазальтов; 8 – андезиты; 9 – трахиандезиты и латиты порфиоровые; 10 – трахиандезиты крупнопорфиоровые; 11 – псаммитовые туфы трахиандезитов и латитов; 12 – агломератовые туфы того же состава; 13 – трахиты порфиоровые; 14 – агломератовые туфы трахитов; 15 – песчаники; 16 – прямая полярность; 17 – обратная полярность; 18 – неизученные интервалы; 19 – положение «кошкулакского» и «большесырского» палеополюса.

ны к среднему ордовику и занимают стратиграфический объем не более 10 Ма.

**Качинско-Шумихинская вулканогенно-тектоническая депрессия.** В ряду изучавшихся нами палеовулканических структур своеобразно отличается расположенная на северо-восточной периферии Минусинского прогиба Качинско-Шумихинская вулканогенно-тектоническая депрессия (см. рис. 1). Для нее характерно широкое площадное развитие сложно построенного покрова вулканогенных образований, прорываемого крупными комагматичными интрузиями сиенит-граносиенитового состава. В современном эрозионном срезе эта структура протягивается на 50 км в субширотном направлении и до 30 км по меридиану. С севера и северо-востока она перекрыта полого залегающими отложениями среднего-верхнего девона и юры. Вулканогенные породы депрессии на современных геологических картах отнесены к имирской свите, однако сопоставление разрезов и, в особенности, установленное последними изотопно-геохронологи-

ческими исследованиями различие возраста опровергают такую параллелизацию. По мнению авторов, вулканическую толщу Качинско-Шумихинской депрессии целесообразно выделить в качестве самостоятельного местного подразделения, для которого можно предложить название «дивногорская» (по местонахождению наиболее полного разреза). Но решение этого вопроса требует более детальной проработки. Внутренняя структура депрессии, в связи с недостаточной обнаженностью по площади, может быть реконструирована лишь фрагментарно. Имеющиеся данные позволяют считать, что выполняющий депрессию вулканогенный комплекс сформирован в результате длительного функционирования нескольких пространственно сближенных вулканических центров. В разрезе чередуются лавовые покровы и слои туфов различного состава. Толще свойственна латеральная невыдержанность, резкие колебания мощностей отдельных тел по простиранию. В целом в нижней части разреза преобладают умеренно-щелочные ба-

зальтоиды, в средней и верхней – эффузивы среднего и умеренно-кислого состава (лавы и туфы трахитов, трахидацитов, трахириодацитов). Характерна большая мощность вулканогенного разреза. Только по одному непрерывному разрезу вдоль р. Енисей, около г. Дивногорска, детально изученному В.М. Гавриченко-вым и А.П. Косоруковым, она составляет не менее 2800 м. Видимо, именно благодаря этому в данной структуре оказалось возможным пространственное совмещение вулканогенных образований покровной фации с прорывающими их сравнительно крупными комагматичными интрузиями (Шумихинский, Лиственский массивы). В этом же разрезе около Дивногорска выявлены небольшие секущие субвулканические тела, из которых [Крук и др., 2002] были отобраны пробы на изотопно-геохронологическое датирование. Возраст толщи, согласно результатам анализов цирконов U-Pb методом, составил  $447 \pm 10$  Ма. Ранее был определен возраст этих эффузивов по породе изохронным Rb-Sr методом –  $442 \pm 2$  Ма [Рублев, 1996].

Плутонические образования, входящие в состав ВПА Качинско-Шумихинской депрессии, относятся к выделяемому здесь столбовскому (шумихинскому) сиенит-граносиенитовому комплексу, в котором представлены массивы различных фаций глубинности. Типичным представителем образований гипабиссальной фации является Шумихинский массив площадью около 35 кв. км. Он представляет собой пластообразное тело, целиком локализованное в нижней части разреза вулканогенной толщи. Массив сложен роговообманковыми и биотитроговообманковыми сиенитами, кварцевыми сиенитами и граносиенитами. При этом в вертикальном разрезе интрузии наблюдается постепенный переход от сиенитов, слагающих приподошвенную и центральную части тела, к граносиенитам апикальной зоны. Характерна большая (500 м) вертикальная мощность зоны тонко- и мелкозернистых пород в апикальной части интрузии. Кварцевые сиениты и граносиениты этой зоны по облику полностью аналогичны породам, слагающим малые гипабиссальные интрузии юлинского комплекса Кузнецкого Алатау. Только внутренняя и приподошвенная части массива сложены среднезернистыми породами. Другой типовой массив комплекса – Столбовский – несёт явные признаки формирования в более глубинных условиях. Площадь этого массива в современном эрозионном срезе

составляет около 50 кв. км. Наблюдения над элементами прототектоники и петроструктурной зональностью также позволяют реконструировать его как полого залегающее (лакколитообразное) тело. Но, в отличие от Шумихинского массива, эта интрузия целиком залегает значительно ниже подошвы вулканогенной толщи ордовика, среди отложений позднерифейско-раннекембрийского возраста. В его разрезе наблюдается такая же, как и в Шумихинском массиве, вертикальная петрографическая зональность – от сиенитов и кварцевых сиенитов (слагающих основную часть объёма массива) до граносиенитов апикальной зоны. Но петроструктурная зональность здесь уже совсем иная. Почти весь объём интрузии сложен крупно- и среднезернистыми породами. Мелкозернистые структуры характерны только для граносиенитов апикальной части; тонкозернистых пород нет совсем. По петрографическому составу и петрогеохимическим параметрам сиениты и граносиениты Столбовского и Шумихинского массивов уверенно сопоставляются с породами, слагающими интрузии аналогичных фаций глубинности юлинского комплекса Кузнецкого Алатау. Возраст пород Столбовского и Лиственского массивов определён U-Pb методом А.Г. Рублевым и составил  $449 \pm 3$  и  $436 \pm 2$  Ма соответственно. Последние определения возраста Лиственского и Шумихинского массивов тем же методом –  $426,6 \pm 2,4$  и  $449,6 \pm 3,6$  Ма [Крук и др., 2002] хорошо согласуются с ранее приведенными датировками. Различная глубина эрозионного среза локальных вулканотектонических структур связана с дифференциальными блоковыми движениями на более поздних тектонических этапах (раннедевонском, а возможно, и позднепалеозойском). Об этом свидетельствует то, что наименее эродированные палеовулканические постройки, как правило, локализованы по периферии крупных наложенных структур, выполненных средне-верхнепалеозойскими отложениями, к которым принадлежат и Минусинские впадины, а наиболее глубокие мезоабиссальные интрузивные массивы располагаются во внутренних частях разделяющих их поднятий (см. рис. 1).

**Петрохимия.** Магматизм ордовикского этапа отличается повышенной щелочностью. Все породы ВПА принадлежат к умеренно-щелочному ряду калиево-натровой серии (при преобладании Na) (табл. 2, рис. 5). Содержания окислов петрогенных элементов в породах ВПА

Таблица 2

Химический состав пород средне-позднеордовикской ВПА

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	47,27	52,18	60,88	62,48	68,32	50,29	56,48	61,40	61,53	63,52	64,95	66,63	69,64	67,92	63,09	63,97	66,75
TiO <sub>2</sub>	1,03	1,27	1,03	0,48	0,61	0,92	1,49	0,47	0,6	0,7	0,49	0,48	0,36	0,31	0,78	0,73	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,11	16,18	16,93	17,08	17,19	17,70	17,06	17,86	15,86	15,88	19,98	16,72	16,11	15,75	17,22	17,22	15,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,45	8,95	5,83	4,76	3,11	5,04	7,44	5,24	4,17	4,38	2,22	2,93	1,70	2,56	1,77	2,98	1,63
FeO						4,76	0,77	0,49							2,43	1,5	1,58
MnO	0,12	0,17	0,14	0,12	0,11	0,33	0,08	0,05	0,07	0,05	0,01	0,1	0,14	0,05	0,14	0,14	0,1
MgO	7,57	5,23	2,18	3,85	0,81	5,54	1,77	0,43	2,11	1,57	0,2	0,53	0,44	0,74	1,94	1,41	1,44
CaO	8,08	5,10	5,34	3,23	0,1	4,52	1,37	0,59	3,67	2,92	0,1	0,93	0,74	1,87	1,14	0,98	0,79
Na <sub>2</sub> O	2,31	5,49	3,23	3,46	5,32	4,04	4,26	5,13	5,77	4,65	7,27	4,89	4,73	6,36	6,45	6,41	5,0
K <sub>2</sub> O	1,98	1,99	2,23	2,96	2,69	1,8	6,42	6,54	2,8	4,75	4,27	3,87	3,72	3,87	4,11	4,33	4,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,38	0,47	0,34	0,2	0,18	0,24	0,54	0,24	0,16	0,16	0,08	0,08	0,08	0,11	0,21	0,19	0,12
лпш	5,72	1,75	2,7	1,65	2,46	3,68	1,63	0,97	2,47	1,32	0,64	1,99	0,68	0,4	0,39	0,66	0,74
Сумма	100,0	98,82	100,8	99,73	100,8	98,86	99,31	99,41	99,81	99,9	99,82	99,14	98,54	99,94	100,18	100,5	98,68
Rb*	28	44	47	82,7	64	33	99	51	94	187	32	114	93,2	131			
Sr*	662	712	615	320	246	909	217	675	325	449	1200	20,7	330	676			
Li*				8,4							4,6	51	22				
Zr*				48							55	11	55				
Y*				11,2							6,2	11	11				
Yb*				1,4							0,8	1,4	1,4				
Ga*				17,8							21	18	12,3				
V*				29							59	29	22				
Cr*				22							22	22	8,5				
Ni*				7,2							9	6,8	7				
Co*				5							6,5	5	3,2				
La*				19							36	19	18,3				
Ce*				18							50	18,1	28				
U*	1	9	7		6				4,1	3,8	8	3	4	1			
Th*	6	12	15		10	3	8	8	15	29	11	17	20	12			
Ba*	1370			600					1370		460	600	800				
Nb*	32			6,9							7	7	6,4				

Примечание. 1-5 – эффузивы кошкулакской свиты; 6-8 – породы большеярской свиты; 9 – сиенит Катюшкинского массива; 10 – кв. сиенит Юлинского массива; 11 – кварцевый сиенит Случайнинского массива; 12, 13 – граносиениты Колодужьского массива; 14 – гранит Чалпанского массива; 15-17 – породы Столбовского массива. Содержание петрогенных окислов – мас. %; \* – содержания элементов в г/г; \*\* – Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> общ.

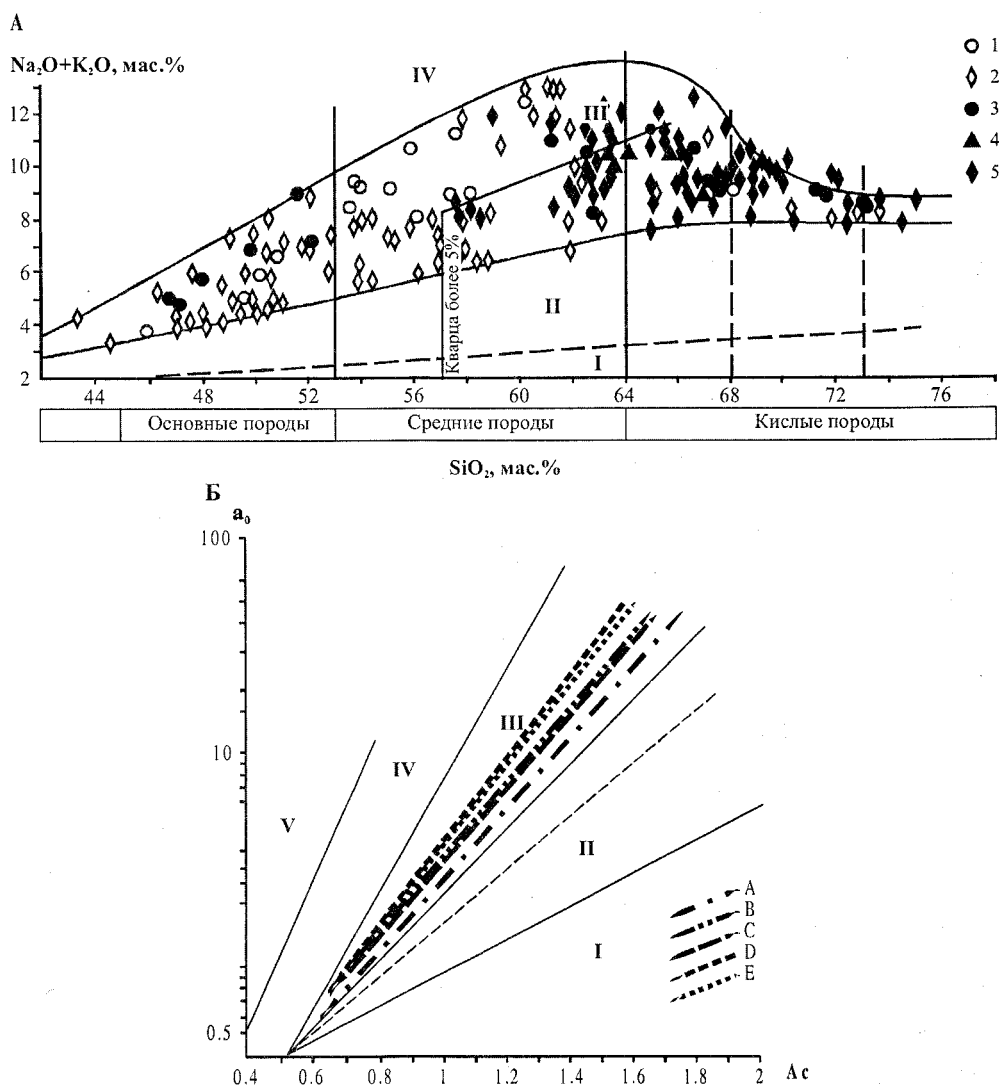


Рис. 5. Положение составов пород ордовикской ВПА на классификационной TAS-диаграмме и петрохимической диаграмме Л.С. Бородина.

1 – эффузивы большесырской свиты (стратотип); 2 – эффузивы кошкулакской свиты (Кошкулакская и Катюшкинская палеовулканические постройки); 3 – субвулканические породы большесырского вулканического комплекса; 4 – породы столбовского комплекса (Столбовский, Шумихинский и Лиственский массивы); 5 – породы юлинского комплекса (Юлинские, Чалпанский, Котурский, Сорский, Случайнинский, Бельский массивы). Тренды дифференциации пород (Б): А – матаракского (Северо-Минусинская впадина) и тимиртасского (Южно-Минусинская впадина) вулканических комплексов раннего девона; В – большесырской свиты (стратотип); С – кошкулакской свиты (восточный склон Кузнецкого Алатау) и дивногорской толщи (Качинско-Шумихинская депрессия); D – юлинского и комплекса; E – столбовского комплекса. Поля составов пород: I – низкощелочных; II – известково-щелочных; III – умеренно-щелочных; IV – щелочных; V – кимберлитов.

определены методом РСА на установке СРМ-18 согласно инструкции НСАМ № 202-РС, реперы СА-1 (811-80) 2115-81(МО-1) в Центральной лаборатории ФГУП «Красноярскгеолсъемка», аналитик М.А. Авдеева (1994-2001 г.г.) Химическое определение содержаний закисного и окисного железа в пробах осуществлено по

стандартной методике в лаборатории ФГУП «Красноярскгеолсъемка», аналитик Л.А. Свинтицкая. Содержания U, Th, Rb и Sr определялись методом РСА там же. Количественные определения содержаний редких элементов (анализы 4, 11-13) выполнены методом атомно-эмиссионного спектрографического многоэле-

ментного анализа на базе дугового аргонового двухструйного плазматрона ДПП-50 с нетермальным источником возбуждения спектров в Лаборатории количественного спектрального анализа СНИИГГиМС (А.С. Черевко). Фигуративные точки составов как вулканических, так и интрузивных пород формируют единые тренды дифференциации на большинстве диаграмм. В конечных дифференциатах закономерно увеличивается содержание кремнекислоты и щелочей, а отношение  $K/Na$  несколько смещается в пользу  $K$ . На индикаторной диаграмме Бородина, в координатах  $A_c - a_c$ , линейные тренды дифференциации для пород кошкулакской, большесырской свит, столбовского и юлинского комплексов имеют почти одинаковый наклон и практически совпадают (см. рис. 5). Комагматичность всех пород рассматриваемой ассоциации подчеркивается и общей для них геохимической спецификой – пониженным содержанием  $Rb$  (18-192 г/т) при содержаниях  $K_2O=3-7\%$ ,  $Nb=4-7$  г/т; повышенным содержанием  $Sr$  (320-1600 г/т),  $Ba$  (380-700 г/т),  $Th$  (9-20 г/т),  $Pb$  (до 23 г/т),  $Mo$  и  $B$ , а также близкими, очень низкими, отношениями  $Rb/Sr=0.026-0.4$  и  $Ca/Sr=4-69$  и высокими  $K/Rb=(197-587)$ . [Перфилова и др., 1999]. Таким образом, по химическому составу породы юлинского и столбовского комплексов являются конечными членами закономерного эволюционного тренда, начинающегося базальтами и трахибазальтами, слагающими нижнюю часть вулканогенного разреза. О связи гранитоидов ассоциации с мантийными источниками свидетельствуют первичные отношения изотопов  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0=0,703-0,706$ . На диаграммах Ферштатера фигуративные точки составов пород ассоциации тяготеют к мантийным трендам [Перфилова и др., 1999; 2003].

Наиболее сложным остается вопрос о критериях отличия эффузивных и интрузивных пород данной ассоциации от близких к ним по петрографическому составу пород раннего девона. В петрографически сходных с ордовикскими образованиями раннего девона содержания  $Rb$  (90-320 г/т) и стронция (47-460 г/т) близки к кларковым, а величина отношения  $Rb/Sr$  варьирует от 0.3 до 2.7. Повышены содержания  $Th$  (15-49 г/т). Некоторые различия выявляются и при минералогическом изучении протолочек по составу, содержаниям и типоморфизму аксессуарных минералов. Содержание циркона (бурый, темно-бурый) в гранитоидах ордовикской ВПА – 230-400 г/т; апатита – до 850 г/т,

сфена – 230-550 г/т. В гранитоидах раннедевонского субвулканического комплекса значительно выше содержания циркона (переполненные газово-жидкими включениями дипирамидально-призматические незональные кристаллы розового цвета) (1500-1700 г/т) и значительно ниже содержания апатита (менее 100 г/т), сфена (30-70 г/т) [Перфилова, 2000].

**Закономерности размещения.** Размещение локальных структур, сложенных породами ордовикской ВПА, в пределах восточного склона Кузнецкого Алатау контролируется разрывными нарушениями, рассекающими консолидированную складчатую структуру нижнего (салаирского) этажа. В качестве значительного структурного элемента среди них выделяется субмеридиональный Тейско-Кошкулакский линеймент (см. рис. 1). К нему приурочены наиболее крупные палеовулканические структуры: Кошкулакская, Уленьская и Тейская, а также Улуг-Засский интрузивный массив юлинского комплекса. Размещение большинства остальных вулкано-плутонических структур контролируется разломами северо-восточного простирания, которые по отношению к Тейско-Кошкулакскому играют роль опережающих. Линейное распределение локальных геоструктур, сложенных породами ордовикской ВПА, является свидетельством рифтогенного механизма их формирования в пределах тыловой части активной континентальной окраины на границе Сибирского континента с Палеоазиатским океаном [Берзин, Кунгурцев, 1996]. Решение вопроса о структурном контроле размещения образований рассматриваемой ВПА в зоне сочленения Минусинского прогиба с Восточным Саяном требует дальнейшего изучения.

**Металлогения.** К сожалению, вопросы о возрасте золотого, молибденового, и особенно железного оруденения региона, и соответственно его генетической связи с тем или иным интрузивным комплексом, до сих пор вызывают серьезные дискуссии. По мнению авторов, совпадающим с мнением целого ряда других исследователей [Мусатов, 1961; Левченко, 1975; Секретарев и др., 2000; Государственная..., 2000], именно с интрузивными породами ордовикской ВПА связано широко распространенное в здесь медно-молибденовое и золото-серебряное с висмутином оруденение. На восточном склоне Кузнецкого Алатау известны как крупные месторождения (Сорское, Ипчульское, Агаскырское), так и мелкие месторождения

(Юлия-медная, Глафириноское, Киялых-Узеньское, Алексеевское) и многочисленные рудопроявления молибдена. Возраст рудообразования (изохронный Rb-Sr метод) для Сорского месторождения –  $452 \pm 10$  Ма [Рихванов и др., 1990]. Наиболее продуктивными являются слабоэродированные или не вскрытые эрозией субвулканические и гипабиссальные интрузии граносиенитов [Секретарев и др., 2000]. Проявления молибденита отмечены и в массивах столбовского комплекса. С этим же этапом связан и целый ряд месторождений и проявлений золота (золото-сульфидно-кварцевой с висмутином формации), наиболее известными из которых являются Знаменитое, Спасское, Случайное, Благодатное, Кузнецовское, Леонтьевское. Золото, как правило, тонкодисперсное, низкопробное, тесно связано с сульфидами [Секретарев и др., 2001]. На Сорском месторождении известны находки самородного серебра [Геология..., 1998]. Существует точка зрения о связи с субвулканическими образованиями тейской свиты Тейского железорудного месторождения [Хомичев и др., 1988, 1999; Долгушин и др., 1979], приуроченного к мощной тектонической зоне дробления на южном продолжении Тейско-Кошкуллакского линсамент.

### Заключение

1. Ордовикский этап тектоно-магматической активизации широко проявился практически на всей территории восточной части Алтае-Саянской области. Не до конца решенными пока остаются вопросы о закономерностях размещения локальных ареалов этого магматизма, его структурно-тектонической позиции, специфике вещественного состава и относительной роли ордовикского и девонского этапов в истории геологического развития региона. Проблема усугубляется наличием значительного формационного сходства продуктов разновозрастного магматизма, обусловленного их проявлением в близких тектонических обстановках, а также отсутствием в почти чисто вулканогенных разрезах органических остатков. Особую актуальность задача разграничения ордовикского и девонского вулканических комплексов приобрела в связи с работами по созданию нового поколения средне- и мелкомасштабных Госгеолкарт.

2. В целом факт наличия в регионе вулканогенных и интрузивных образований ордовикского этапа и значимость его в истории геоло-

гического развития уже не вызывает сомнений. Использование методов радиоизотопного датирования в комплексе с палеомагнитными исследованиями позволило значительно уточнить возраст пород ассоциации. Полученные различными авторами U-Pb датировки по Чалпанскому ( $453 \pm 5$  Ма), Ирбинскому ( $438 \pm 4$  Ма), Столбовскому, Лиственскому Шумихинскому, Сайбарскому массивам и изохронные Rb-Sr данные для Котурского ( $459,9 \pm 3,7$ ) массива и эффузивов стратотипических разрезов кошкулакской ( $464 \pm 11$  Ма) и большесырской ( $453 \pm 6$  Ма) свит укладываются в интервал 430-465 млн лет [Перфилова и др., 1999, 2003]. Следовательно, подтверждается существование самостоятельной ВПА средне-позднеордовикского возраста, сформированной в рамках единого тектоно-магматического процесса в достаточно узком временном интервале и обладающей четко выраженными индивидуальными особенностями петрографического и химического состава.

3. К сожалению, убедительность данных, свидетельствующих в пользу данного факта, привела в последнее время к появлению тенденции относить те или иные вулканогенные толщи к ордовикскому возрастному уровню без достаточного основания. Так, при составлении серийных легенд для геологических карт масштаба 1:200 000, из раннего девона в ордовик была переведена имирская свита. Основанием послужила единственная изотопная датировка, полученная по пробе, взятой из изолированного поля развития вулканических пород в районе вершины г. Имир. Позже, в результате детального комплексного изучения расположенного в этой же местности стратотипического разреза свиты по р. Сисим, был подтвержден её раннедевонский возраст. По-видимому, вулканогенные образования Сисимского разреза и горы Имир принадлежат к формационно сходным, но разновозрастным вулканическим комплексам, и объединение их в одну свиту было ошибочным. Тем не менее, на Госгеолкарте-1000/2 листа N-46, (47) [Государственная..., 2000], а также на ряде изданных Госгеолкарт-200, все поля развития вулканогенных пород, относящиеся к имирской свите, датированы ордовиком. По мнению авторов, такого рода поспешные решения нельзя считать правомерными. Мы полагаем, что среди вулканических пород, ныне включаемых в состав имирской свиты, картируемой на обширных пространствах вдоль западного обрамления Восточного Саяна (как, возможно,

и в составе других вулканогенных толщ региона), присутствуют образования и ордовика, и раннего девона. Но их разграничение в каждом конкретном районе невозможно без тщательного всестороннего исследования, включающего определение пространственно-временных взаимоотношений горнопородных тел, углублённого изучения их вещественного состава и обязательного комплексного радиоизотопного датирования, по возможности дополняемого палеомагнитным изучением разрезом.

### Список литературы

- Алабин Л.В., Налетов Б.Ф.* Ордовикский вулканизм Кузнецкого Алатау и его металлогенические особенности // Тр. СНИИГГиМС. Вып. 90. Новосибирск, 1969. С. 33-38.
- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63-81.
- Васильев Б.Д.* Рабочая схема магматизма Коммунар-Балахчинской зоны // Магматизм и эндогенная металлогения западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новокузнецк, 1987. С.34-35.
- Геология и полезные ископаемые Северной Хакасии (Путеводитель по учебному геологическому полигону вузов Сибири) / Под ред. В.П. Парначева. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1998. 172 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Лист N-46, (47) (Абакан) / Беззубцев В.В. и др., СПб: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2000.
- Долгушин С. С., Микубаев В. М., Алабин Л. В.* Эксплозивные брекчии Тейско-Абагасского рудного поля и связь с ними оруденения // Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 66-79. (Тр. ИГиГ. Вып. 417)
- Дополнения к стратиграфическому кодексу России. С.-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.
- Иванкин Г.А., Коптев И.И., Номоконов В.Е.* Новые данные по стратиграфии додевонских отложений района р. Кульбюрстюга // Геология и геофизика. 1964. № 4. С. 138-139.
- Палеомагнитология / Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Кокодзеев И.К., Башилова М.А.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Минусинская. Лист N-45-XXX. М.: Недра, 1965. 68 с.
- Крук Н.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др.* «Девонотипный» магматизм Восточного Саяна (по данным U-Pb изотопных исследований) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Т. 1. Вып. 3. Томск, 2002. С. 189-193.
- Левченко С.В.* Доплатформенная металлогения Кузнецко-Минусинского рудного района. М.: Наука, 1975. 191 с.
- Методические указания. Рубидий-стронциевый метод определения радиологического возраста пород и минералов. М., 1985. 44 с.
- Мусатов Д.И.* Интрузивный магматизм Восточного склона Кузнецкого Алатау // Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. 1961. Вып. 1. С. 117-138.
- Перфилова О.Ю.* Особенности вещественного состава юлинского монзонит-граносиенитового комплекса ордовикского возраста (Кузнецкий Алатау) // Минералы и руды Красноярского края. Красноярск: РИУ КНИИГиМС, 1999. С. 75-80.
- Перфилова О.Ю.* Металлогеническая специализация палеозойских интрузивных комплексов восточного склона Кузнецкого Алатау (на примере Сорского и Коммунарковского рудных районов) // Проблемы металлогении юга Западной Сибири. Томск: Том. гос. ун-т, 1999. С. 52-55.
- Перфилова О.Ю., Михайленко В.В., Коптев И.И., Сидорас С.Д.* Кошкуллакский эталон ордовикской вулканоплутонической ассоциации (Кузнецкий Алатау). Красноярск, 1999. 159 с.
- Перфилова О.Ю., Федотов А.Н., Сидорас С.Д.* Ордовикские образования в структурах обрамления Южно-Минусинской впадины // Вестник ТГУ, 2003. № 3 (I). С. 133-135.
- Рихванов Л.П., Ершов В.В., Плюснин Г.С.* Изотопное датирование рудно-магматических систем центральной части Алтае-Саянской складчатой области // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Киев, 1990. С. 137-140.
- Родионов В.П., Осипова Э.П.* Региональная палеомагнитная шкала нижнего палеозоя Сибирской платформы // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибирской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1985. С. 65-75.
- Рублев А.Г., Шергина Ю.П.* Ордовикский магматизм Восточного Саяна, Минусы и Кузнецкого Алатау // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и республики Хакасия. № 3. Красноярск, 1996. С. 58-63.
- Секретарев М.Н., Липишианов А.П. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000 (новая серия). Лист N-45-XVIII. С.-Пб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2001. 196 с.
- Хомичев В.Л.* Ордовикский вулканизм Алтае-Саянской области // Палеовулканологические реконструкции палеозоя Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН, 1988. С. 43-61.
- Хомичев В.Л., Единцев Е.С., Кужельная Е.В.* Эталон саксырского габбро-гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. 250 с.

Рецензент доктор геол.-мин. наук В.В. Зайков