

УДК 551.21+553.435

СУБЩЕЛОЧНОЙ И ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНОЙ ВУЛКАНИЗМ РАННЕЭЙФЕЛЬСКОГО ВОЗРАСТА И СВЯЗАННОЕ С НИМ КОЛЧЕДАННОЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

© 2017 г. А. М. Косарев, И. Б. Серавкин, Г. Т. Шафигуллина

Институт геологии УНЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16, e-mail: amkosarev@mail.ru

Поступила в редакцию 05.05.2016 г.; принята к печати 06.06.2017 г.

До сегодняшнего дня существует проблема стратиграфического положения и серийной петрогенетической принадлежности джусинского вулканического комплекса и корреляции разреза Джусинско-Домбаровского колчеданноносного палеовулканического пояса Восточно-Магнитогорской зоны (ВМЗ) с близким по возрасту разрезом Таналыкского палеовулканического поднятия Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ). Актуальность этой проблемы обосновывается тем, что раннеэйфельский южноирендыкский палеовулканический комплекс и сукраковский подкомплекс, завершающий разрез южноирендыкского комплекса, вмещают крупное Подольское колчеданное месторождение (Zn-Cu-Pb-Ba), залегающее в сукраковском подкомплексе. В Джусинской рудоносной зоне известны средние месторождения барит-полиметаллического типа (Джусинское и Барсучий Лог), локализованные в джусинском комплексе, по нашим данным также имеющие раннеэйфельский возраст. Проблема геологического положения джусинского колчеданноносного комплекса имеет важное значение для прогнозной оценки ВМЗ на колчеданное оруденение. Публикация построена на материалах геологосъемочных и тематических исследований, в которых принимали участие авторы, а также на опубликованных и фондовых материалах других исследователей. Геологические и палеовулканогеологические материалы получены авторами в процессе создания палеовулканогеологической карты Южного Урала масштаба 1 : 500 000 и составления многочисленных более детальных карт для отдельных рудных районов и колчеданных рудных полей масштаба от 1 : 100 000 до 1 : 10 000. Проблемы для химических анализов отобраны в процессе проведения тематических работ. Изучение петрогенных, редких и РЗЭ элементов проводилось методами мокрой химии, атомной абсорбции, рентгено-флуоресцентного анализа, ICP-MS, в химических лабораториях ИГЕМ, г. Москва, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, ИГиГ, г. Екатеринбург, ИГ, г. Уфа. В работе дана краткая фаціальная и петролого-геохимическая характеристика сукраковского, джусинского и нижнезингейского палеовулканических комплексов и подкомплексов, приведены сведения о геологии и составе колчеданных барит-полиметаллических месторождений Восточно-Подольского, Джусинского и Барсучий Лог и их стратиграфическом положении на основе материалов по конодонтовой фауне. Сукраковский трахидацитовый подкомплекс ($D_2ef_1gr_3$), вмещающий Восточно-Подольское барит-полиметаллическое месторождение, принадлежит к известково-щелочной переходной к шошонитовой петрохимической серии. Джусинский шошонит-латит-трахит-трахириолитовый комплекс (D_2ef_1dj), вмещающий Джусинское и Барсучий Лог колчеданные барит-полиметаллические месторождения, сложен вулканитами шошонитовой с известково-щелочным уклоном петрохимической серии и располагается в южной части Восточно-Магнитогорской зоны. В средней и северной части ВМЗ расположены безрудные базальт-андезитобазальтовые нижнезингейский и ирендыкский комплексы известково-щелочной серии (D_2ef_1zg ; D_2ef_1ir). Установлен синхронный раннеэйфельский возраст ирендыкской свиты Западно-Магнитогорской зоны, джусинского и нижнезингейского вулканических комплексов Восточно-Магнитогорской зоны, проведены геодинамические реконструкции. Верхняя толща ирендыкской свиты ЗМЗ, сукраковский, джусинский и нижнезингейский (с ирендыкским) комплексы ВМЗ образуют тыловую островную дугу, которая расщепилась в позднеэйфельское время. Джусинский комплекс вместе возрастными аналогами ВМЗ образуют остаточную (отщепленную) островную дугу.

Ключевые слова: островная дуга, конодонты, кальдера-вулкан, колчеданное оруденение, полиметаллический, известково-щелочной, шошонитовый, вулканический комплекс, Южный Урал

SUBALKALIC AND CALC-ALCALIC EARLY-EIFELIAN VOLCANICITY AND RELATED PYRITE-POLYMETALLIC MINERALIZATION IN THE MAGNITOGORSK MEGAZONE, THE SOUTHERN URALS

Alexandr M. Kosarev, Igor' B. Seravkin, Gul'nara T. Shafigullina

Institute of Geology, Ufa Research Centre of RAS, 450077, K. Marks st., 16, Ufa, Russia, e-mail: amkosarev@mail.ru

Received 05.05.2016; accepted 06.06.2017

Until now, there is a problem of the stratigraphic position and the serial petrogenetic affiliation of the Dzhusinsky volcanic complex and the correlation of the section of the Dzhusa-Dombarovka pyrite-paleovolcanic belt of the East Magnitogorsk zone (EMZ) with an similar to age section of the Tanalyk paleovolcanic uplift of the Western Magnitogorsk zone (WMZ).

The urgency of this problem is justified by the fact that the Early-Eifelian South Irendyk paleovolcanic complex and the Sukrakovo subcomplex, which completes the section of the South Irendyk complex, contain the large Podolsk pyrite deposit of the Urals (Cu > Zn) type and the average barite-polymetallic East-Podolsk deposit (Zn-Cu-Pb-Ba), located in the Sukrakovo subcomplex. In the Dzhusa ore-bearing zone, average barite-polymetallic deposits (Dzhusinskoye and Barsuchiy Log) localized in the Dzhusinsky complex, according to our data, also is of Early-Eifelian age. The problem of the geological position of the Dzhusinsky pyrite-bearing complex is of great importance for the prognostic assessment of EMZ for pyrite mineralization. The paper is based on materials of geological survey and science studies, in which the authors took part, as well as on published and fund materials of other researchers. Geological and paleovolcanological materials were obtained by the authors in the process of creating a paleovolcanological map of the Southern Urals at a scale of 1 : 500,000 and compiling numerous more detailed maps for individual ore regions and pyrite ore fields at a scale of 1 : 100,000 to 1 : 10,000. Samples for chemical analyzes were selected in Process of thematic works. The study of petrogenic, rare and rare-earth elements was carried out by methods of wet chemistry, atomic absorption, X-ray-fluorescent analysis, ICP-MS. The paper gives a brief facial and petrological-geochemical description of the Sukrakovo, Dzhusa and Lower Zingei paleovolcanic complexes and subcomplexes, provides information on the geology and composition of pyrite barite-polymetallic of East Podolsky, Dzhusinsky and Barsuchiy Log deposits and their stratigraphic position on the basis of conodont fauna materials. The Sukrakovo trachydacitic subcomplex (D₂ef₁ir₃), containing the East-Podolsky barite-polymetallic deposit, belongs to the calc-alkaline transition to the shoshonite petrochemical series. The Dzhusa shoshonite-latitude-trachyte trachyriolite complex (D₂ef₁dj), which contains the pyrite-barite polymetallic deposits (Dzhusinsky and Barsuchi Log), is located in the southern part of the East Magnitogorsk zone. In the middle and northern parts of the EMZ there are barren basalt-andesibasaltic Lower-Zingeisky and Irendytsky complexes of calc-alkaline series (D₂ef₁zg; D₂ef₁ir). Synchronous Early-Eifelian age of the Irendytsky Formation of the West-Magnitogorsk Zone, the Dzhusa and Lower Zingei Volcanic Complexes of the East-Magnitogorsk Zone, geodynamic reconstructions were established. The upper stratum of the Irendyk Formation WMZ, the Sukrakovo, the Dzhusa and the Lower Zingei (with the Irendytsky) complexes of the EMZ form the rear island arc, which split in the Late-Eifelian time. Dzhusa complex together with age analogs of the EMZ form a residual (split off) island arc.

Keywords: island arc, conodont, caldera-volcano, pyrite mineralization, polymetallic, calc-alkalic, shoshonitic, volcanic complex, Southern Urals

Acknowledgments

This work was financially supported by the PRAN-5 program, a joint project of the UB RAS, SB RAS, FEB RAS and IG USC RAS No. 12-C-5-1022.

Для цитирования: Косарев А.М., Серавкин И.Б., Шафигуллина Г.Т. (2017) Субщелочной и известково-щелочной вулканизм раннейейфельского возраста и связанное с ним колчеданное полиметаллическое оруденение в Магнитогорской мегазоне Южного Урала. *Литосфера*, 17(3), 29-58. DOI: 10.24930/1681-9004-2017-3-029-058

For citation: Kosarev A.M., Seravkin I.B., Shafigullina G.T. (2017) Subalkalic and calc-alkalic Early-Eifelian volcanicity and related pyrite-polymetallic mineralization in the Magnitogorsk Megazone, the Southern Urals. *Litosfera*, 17(3), 29-58. DOI: 10.24930/1681-9004-2017-3-029-058

ВВЕДЕНИЕ

Колчеданосные районы Магнитогорского мегасинклиория Южного Урала сравнительно детально изучены, однако все еще сохраняются проблемы корреляции рудоносных комплексов и идентификации некоторых из них как в пределах отдельных рудоносных зон, так и особенно при сопоставлении комплексов западного и восточного бортов мегасинклиория. Это связано с хорошо известной фациальной изменчивостью вулканогенных образований, ограниченностью или отсутствием фаунистических датировок и разнообразием состава магматических продуктов. Как следствие этой специфики геологических обстановок в практическом отношении обычно выделяются рудоносные структурно-вещественные комплексы, отвечающие объему стратиграфических подразделений (свит), их частей (толщ) или реже – двум свитам. По мере изучения и детализации рудоносных комплексов уточняются их возраст, состав и структу-

ра, позволяющие реконструировать их геодинамическую позицию и провести надежную корреляцию близких по возрасту комплексов.

До сегодняшнего дня существует проблема стратиграфического положения и серийной петрогенетической принадлежности джусинского вулканического комплекса и корреляции разреза Джусинско-Домбаровского колчеданосного палеовулканического пояса Восточно-Магнитогорской зоны с близким по возрасту разрезом Таналыкского палеовулканического поднятия Западно-Магнитогорской зоны.

По геохимическим и фациальным характеристикам и по геодинамической позиции раннейейфельские вулканогенные толщи ЗМЗ образуют *Ирендыкскую развитую островную дугу* (рис. 1) (Косарев и др., 2014), представленную северо- и южно-ирендыкским палеовулканическими комплексами. Предшествующие вулканогенные толщи баймак-бурибаевской свиты выделяются во фронтальную островную дугу (Косарев и др., 2005; Spadea et al., 2002), которая сопостави-

ма по составу вулкаников (бонинитовая, толеитовая и известково-щелочная петрохимические серии) с юными островными дугами (Богатиков, Цветков, 1988). Вулканики северо-ирендыкского комплекса, не содержащего колчеданного оруденения, имеют базальт-андезитобазальтовый состав и относятся к толеитовой островодужной, известково-щелочной и субщелочной сериям. Второй южно-ирендыкский комплекс, вмещающий колчеданное оруденение Подольского кальдера-вулкана, имеет базальт-кварцевоандезит-дацит-риодацитовый состав и относится к толеитовой островодужной, к переходной от толеитовой к известково-щелочной и к известково-щелочной переходной к шошонитовой сериям. В разрезе Южно-Ирендыкского блока за пределами Подольского кальдера-вулкана на Эльбашском участке присутствуют вулканики известково-щелочной высокоглиноземистой серии. Приведенные материалы свидетельствуют о наличии известково-щелочного и субщелочного трендов при переходе от баймак-бурибаевской свиты к ирендыкской, возрастании в составе последней в Южно-Ирендыкской зоне объемов кислых пород трондьемитового типа, что обосновывает возможность классифицировать вулканические комплексы ирендыкской свиты как развитую островную дугу. Подольское крупное колчеданное месторождение (рис. 2, 3) относится к уральскому III типу (Серавкин, 2010) и залегает в нижней части разреза ирендыкской свиты (ir_{1-2}). Восточно-Подольское месторождение, среднее по запасам руд, залегает в верхах разреза (ir_3), принадлежит к колчеданному барит-полиметаллическому типу. Рудовмещающие кислые породы (трахидациты) имеют характеристики, переходные от известково-щелочной серии к шошонитовой, характерной для тыловых или, по другой классификации (Богатиков, Цветков, 1988), зрелых островных дуг.

Восточно-подольский подкомплекс входит в состав южно-ирендыкского палеовулканического комплекса и слагает верхнюю вулканогенную трахидацитовую (сукраковскую) толщу (ir_3) в разрезе Подольского кальдера-вулкана в Западно-Магнитогорской зоне (ЗМЗ). Четыре нижние вулканогенные толщи Подольского палеовулканического сооружения (ir_{1-4}) относятся к гибриднему антидромному риодацит-кварцевоандезит-базальтовому подольскому подкомплексу, слагающему нижнюю и среднюю части разреза южно-ирендыкского палеовулканического комплекса (Косарев и др., 2005; Сопко и др., 1983).

На восточном крыле Магнитогорского мегаинклинория в Джусинско-Домбаровской рудоносной зоне по уральской стратиграфической шкале ранее выделялись следующие формации (Лядский, 1985; Маслов и др., 1993; Рыкус, 1992; Серавкин и др., 1992): кремнисто-трахибазальтовая ($Pz_1?$), киёмбаевская базальтовая (D_2ef), акжарская

базальт-риолитовая (D_2ef), джусинская базальт-андезит-дацит-риолитовая (D_2ef), кутебайская андезит-базальтовая (D_2ef-zv) с кукбуктинской вулканогенно-осадочной толщей в основании. В последние годы возраст перечисленных формаций уточнен, о чем сказано далее. По новой интерпретации П.В. Лисова и др. (2002)¹ на площади Джусинско-Карабутацкого поднятия в объеме джусинского комплекса выделяются эйфельская александринская и живетская улутауская свиты, что соответствует Легенде Южноуральской серии Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 200 000, принятой редколлегией Южноуральской серии в 1998 г.

В последнее время к северу от джусинского рудоносного комплекса был выделен разновозрастный с ним нижнезингейский комплекс.

Остаточная тыловая островная дуга (D_2ef_1) реконструирована в ВМЗ. На юге зоны реликты этой дуги слагают джусинский непрерывный вулканический комплекс шошонитовой серии, вмещающий средние по запасам колчеданные полиметаллические месторождения Джусинское и Барсучий Лог (см. рис. 1, 2). Северный фрагмент тыловой островной дуги представлен нижнезингейским безрудным комплексом (D_2ef_1) толеитовой островодужной и известково-щелочной серий. Оба эти комплекса разновозрастны с ирендыкским комплексом. Это позволяет предполагать, что джусинский и нижнезингейский вулканические комплексы являются отщепленным фрагментом тыловой островной дуги.

Джусинский и нижнезингейский палеовулканические комплексы, располагаясь в разрезе ВМЗ, по современным стратиграфическим материалам (Маслов, Артюшкова, 2010) являются возрастными аналогами ирендыкской свиты ЗМЗ (Косарев, Артюшкова, 2007).

Джусинский колчеданосный комплекс относится к базальт-андезит-дацит-риолитовому типу (Медноколчеданные месторождения..., 1988; Вулканизм..., 1992), а нижнезингейский безрудный вулканический комплекс имеет базальт-андезитобазальтовый состав.

В настоящее время появились новые геологические, петрохимические, геохимические и фаунистические данные, позволяющие уточнить схему стратиграфии и корреляции вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ эйфельского возраста ВМЗ и ЗМЗ.

В работе приведены сведения о геологическом и стратиграфическом положении, корреляции геологических разрезов и химическом составе вулкаников восточно-подольского, джусинского и нижне-

¹ Лисов А.С., Лядский П.В., Кондратенко В.С. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000, изд. 2-е, листы М-40-ХII и М-40-ХVIII, 2002. Геолфонды, г. Оренбург.

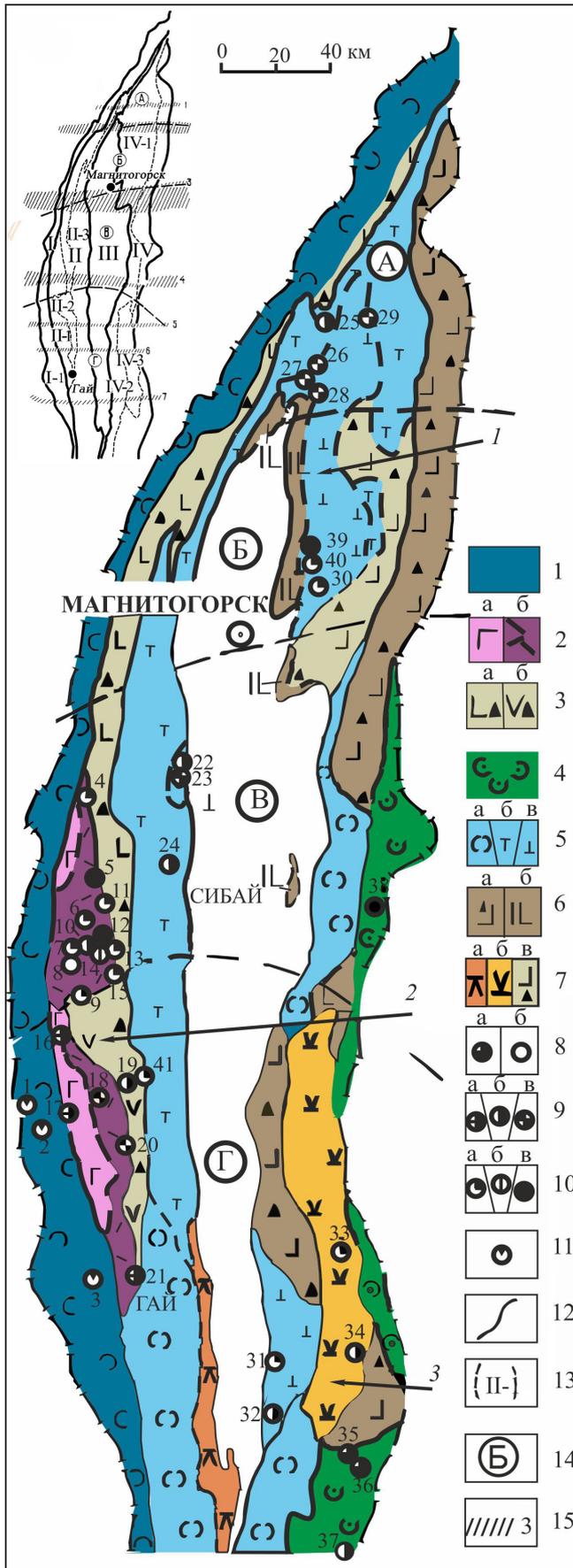


Рис. 1. Схематическая структурно-металлогеническая карта Магнитогорского мегасинклинория, по И.Б. Серавкину (2010), с добавлениями А.М. Косарева.

1–7 – формации и комплексы: 1 – зона ГУР, базальтовая (O-S), 2 – базальт-риолитовая (D₁e): а – контрастный комплекс, б – непрерывный, 3 – андезитобазальтовая (D₂ef₁): а – базальт-андезитобазальтовый комплекс ЗМЗ, б – гибридный базальт-андезит-риолитовый ЗМЗ, 4 – базальтовая (D₁e), 5 – базальт-риолитовая (D₂): а – базальтовый комплекс, б – контрастный, в – непрерывный, 6 – K-Na: а – андезитобазальтовая (D₂), б – базальт-андезитобазальтовая (D₂f), 7 – базальт-андезит-риолитовая (ВМЗ): а – юсинский комплекс (D₂), б – джусинский (D₂ef₁), в – нижнезингейский (D₂ef₁); 8–11 – колчеданные месторождения: 8 – а – медноколчеданные, Домбаровский тип, б – цинковые, Филлизайский тип, 9 – Уральский тип: а – цинково-медноколчеданные, Cu > Zn, б – медно-цинково-колчеданные, Cu < Zn, в – медно-цинково-колчеданные с полиметаллической минерализацией, 10 – Баймакский тип: а – золото-колчеданно-полиметаллические, б – золото-барит-полиметаллические, в – золото-колчеданные, 11 – кобальт-медно-цинково-колчеданные, Ивановский тип; 12–15 – структурные единицы на разрезе: 12 – границы Магнитогорской мегазоны и структурно-формационных зон I порядка, 13 – границы и номера колчеданосных зон (поясов) II порядка, 14 – поперечные блоки, 15 – широтные дислокации.

Названия колчеданных месторождений: 1 – Ивановское, 2 – Дергамышское, 3 – Ишкиновское, 4 – Тубинская группа, 5 – Куль-Юрт-тау, 6 – Уварж, 7 – Бакр-тау, 8 – Горная Байкара, 9 – Майское, 10 – Таш-тау, 11 – Таналык-Баймакское, 12 – Семёновское, 13 – Юлалинское, 14 – Туба-Каин, 15 – Балта-тау, 16 – Юбилейное, 17 – Бурибайское, 18 – Маканская группа, 19 – Подольское, 20 – Мамбетовское, 21 – Гайское, 22 – Бакр-Узяк, 23 – Южный Бакр-Узяк, 24 – Сибайское, 25 – Учалинское, 26 – Озерное, 27 – Узельгинское, 28 – Молодежное, 29 – Таш-Яр, 30 – Александринское, 31 – Исиргужинское, 32 – Западно-Ащebutакское, 33 – Джусинское, 34 – Барсучий Лог, 35 – Летнее, 36 – Осеннее, 37 – Весеннее, 38 – Амурское, 39 – Сабановское, 40 – Бабарькинское, 41 – Восточно-Подольское.

На разрезе: структурно-формационные зоны I порядка: I – Вознесенско-Присакмарская (ГУР), II – Западно-Магнитогорская, III – Центрально-Магнитогорская, IV – Восточно-Магнитогорская.

Колчеданосные пояса (зоны) II порядка: I-1 – Присакмарская, II-1 – Таналыкская (Тубинско-Гайская), II-2 – Ирендыкская, II-3 – Узункыро-Сибайско-Орская (Кизило-Уртазымская), IV-1 – Учалинско-Александринская, IV-2 – Ащebutакская, IV-3 – Джусинско-Домбаровская, IV-4 – Гумбейская. Поперечные блоки: А – Учалинский, Б – Магнитогорско-Верхнеуральский, В – Баймакско-Капбахский, Г – Орско-Джусинский.

Широтные дислокации: 1 – Буйдинская, 2 – Белорецкая, 3 – Агаповская, 4 – Юлалинская, 5 – Подольская, 6 – Новочеркасская, 7 – Орская.

1 – Карамылаташский базальт-риолитовый комплекс, 2 – Южно-Ирендыкский комплекс и сукаровский подкомплекс, 3 – Джусинский комплекс.

Fig. 1. The schematic structural-metallogenic map of the Magnitogorsk megasynclinorium, after I.B. Seravkin (2010), with A.M. Kosarev's additions.

1–7 – formations and complexes: 1 – MUF zone, basalt (O-S), 2 – basalt-rhyolitic (D₁e): а – contrast complex, б – contin-

uous, 3 – andezito-basalt (D_2ef_1): а – basalt-andezibasalt complex WMZ, б – hybrid basalt-andezite-rhyolitic WMZ, 4 – basalt (D_1e), 5 – basalt-rhyolitic (D_2): а – basalt complex, б – contrast, в – continuous, 6 – K–Na: а – andezite-basalt (D_2), б – basalt-andezibasalt (D_3f), 7 – basalt-andezite-rhyolitic complex (EMZ): а – Yusinsk (D_2), б – Djusinsk (D_2ef_1), в – Niznezingeisk (D_2ef_1); 8–11 – massive sulphide deposits: 8 – а – copper-pyrite (Dombarovsky type), б – zinc (Filizchaysky type), 9 – Ural type: а – zinc copper-pyrite, $Cu > Zn$, б – Zn, copper-zinc-pyrite, $Cu < Zn$, в – copper-zinc-pyrite with polymetallic mineralization, 10 – Baimaksky type: а – gold-pyrite-polymetallic, б – gold-barite-polymetallic, в – gold-pyrite, 11 – cobalt-copper-zinc-pyrite, Ivanovsky type; 12–15 – structural units of the sidebar: 12 – borders of the Magnitogorsk megazony and structure-formational zones I order, 13 – boundaries and number pyrite-bearing zones (belts) II order, 14 – transverse blocks, 15 – latitudinal dislocation.

The names of the base metal massive sulphide deposits: 1 – Ivanovskoe, 2 – Dergamish, 3 – Iskinino, 4 – Tubin group, 5 – Kul-Yurt-Tau, 6 – Uvaryazh, 7 – Bakr-Tau, 8 – Gornaya Baykara, 9 – Mayskoye, 10 – Tash-Tau, 11 – Tanalyk-Baimak, 12 – Semyonovskoe, 13 – Uralinskoe, 14 – Tuba-Kain, 15 – Balta-Tau, 16 – Jubileynoe, 17 – Buribayskoe, 18 – Makanskaya group, 19 – Podol'skoye, 20 – Mambetovskoe, 21 – Gai, 22 – Bakr-Uzak, 23 – Southern Bakr-Uzak, 24 – Sibajskoe, 25 – Uchalinskoe, 26 – Ozernoe, 27 – Uzelginskoe, 28 – Molodezhnoe, 29 – Tash Yar, 30 – Aleksandrinskoe, 31 – Issirguzhinskoe, 32 – West-Aschebutakskoe, 33 – Dzhusinskoe, 34 – Barsuchy Log, 35 – Letnee, 36 – Osennee, 37 – Vesennoe, 38 – Amurskoe, 39 – Sabanovskoe, 40 – Babarykinskoe, 41 – East-Podol'skoe.

Sidebar: structural-formational zone I order: I – Voznesensko-Prisakmarskaya (MUF), II – West-Magnitogorskaya, III – Central-Magnitogorskaya, IV – East-Magnitogorskaya. Ore-bearing belts (zones) of the II order: I-1 – Prisakmarskaya, II-1 – Tanalykskaya (Tubinsko-Gajskaya), II-2 – Irendykskaya, II-3 – Uzunkyro-Sibajsko-Orskaya (Kizilo-Urtazymyskaya, IV-1 – Uchalinsko-Alexandrinskaya, IV-2 – Ashchebutakskaya, IV-3 – Djusinsko-Dombarovskaya, IV-4 – Gumbejskaya. Transverse blocks: A – Uchaly, B – Magnitogorsko-Verkhneuralsky, B – Baimaksko-Katsbahskii, Г – Orsko-Djusinskii.

Latitudinal dislocation: 1 – Bujdinskaya, 2 – Beloret'sk, 3 – Agapovskaya, 4 – Yulalinskaya, 5 – Podol'skaya, 6 – Novocherkasskaya, 7 – Orskaya.

I – Karamalytash basalt-rhyolitic unit, 2 – Southern-Irendyk unit and Sukrakov sub-unit, 3 – Dzhusa unit.

зингейского палеовулканических комплексов раннеэйфельского возраста, расположенных в пределах Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны на Южном Урале. Основанием для возрастной корреляции ирендыкской свиты и джусинского комплекса послужили материалы по конодонтовой фауне, собранной О.В. Артюшковой с сотрудниками в нижней части девонского разреза джусинского комплекса в керне скважины 177, пробуренной на правом берегу р. Кумак в пределах Карабутакской антиклинали. Данный стратиграфический уровень соответствует конодонтовой зоне *patulus*, характерной для сагитовской толщи Бурибайского рудного района, залегающей в основании разреза ирендыкской свиты (Стратиграфия..., 1993). Верхняя часть разреза джусинского и нижнезингейского комплек-

сов, а также ирендыкской свиты ограничивается верхней границей бийского горизонта (Маслов, Артюшкова, 2010). Выше этого стратиграфического уровня в ЗМЗ залегают яшмоиды ярлыкаповской свиты (D_2ef_2), соответствующие полному объему карамалыташской свиты. Яшмоиды, отвечающие по конодонтовой фауне ярлыкаповской свите, в северной части ВМЗ перекрывают нижнезингейский вулканический комплекс в разрезах по р. Зингейка и в районе дер. Аблязово, а в южной части – джусинский вулканический комплекс в разрезе на правом берегу р. Кумак, в 1.5 км выше по течению урочища Коинсай. Таким образом, ирендыкская свита ЗМЗ, нижнезингейский (на севере) и джусинский (на юге) палеовулканические комплексы ВМЗ являются возрастными аналогами (Косарев, Артюшкова, 2007) и по возрасту соответствуют раннему эйфелю (Маслов, Артюшкова, 2010).

Задачей настоящей статьи является сравнительная характеристика вулканитов сукраковского (ir_5) подкомплекса (ЗМЗ), джусинского (dj_{1-4}) и нижнезингейского (zg) вулканических комплексов (D_2ef_1) (ВМЗ) в целях уточнения их геодинамической позиции. Кроме того, дана краткая характеристика Восточно-Подольского колчеданного полиметаллического месторождения, залегающего в толще трахидацитов сукраковского подкомплекса, и месторождений Джусинское и Барсучий Лог, руды которых ассоциируют с толщами непрерывного субщелочного джусинского комплекса.

СУКРАКОВСКИЙ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОДКОМПЛЕКС

Сукраковский палеовулканический подкомплекс южно-ирендыкского комплекса (Косарев и др., 2005), вмещающий Восточно-Подольское колчеданное месторождение, залегает в верхней части геологического разреза ирендыкской свиты в северо-восточном секторе Подольского кальдеры-вулкана (см. рис. 3). Кальдера-вулкан размерами 17×9 км располагается в пределах Западно-Магнитогорской структурной зоны на границе Ирендыкской и Кизило-Уртазымской или более узкой Сибайско-Калиновской структурно-формационных зон (см. рис. 1, 2).

Южно-ирендыкский комплекс (D_2ef_1ir) включает толщи железистых дацитов, риодацитов, андезибазальтов, андезитов и базальтов толеитовой островодужной серии ($ir_{1,3}$), риодацитов (ir_3), кварцевых андезитов и андезибазальтов ($ir_{2,4}$), принадлежащих переходной от известково-щелочной к толеитовой островодужной серии; высокоглиноземистых базальтов и андезитов высокоглиноземистой известково-щелочной серии (ir_4) и трахидацитов-риодацитов известково-щелочной серии, переходной к *шошонитовой* (ir_5) (Косарев и др., 2005). В целом можно отметить две тенденции в размещении и вариациях химизма вулканитов южно-

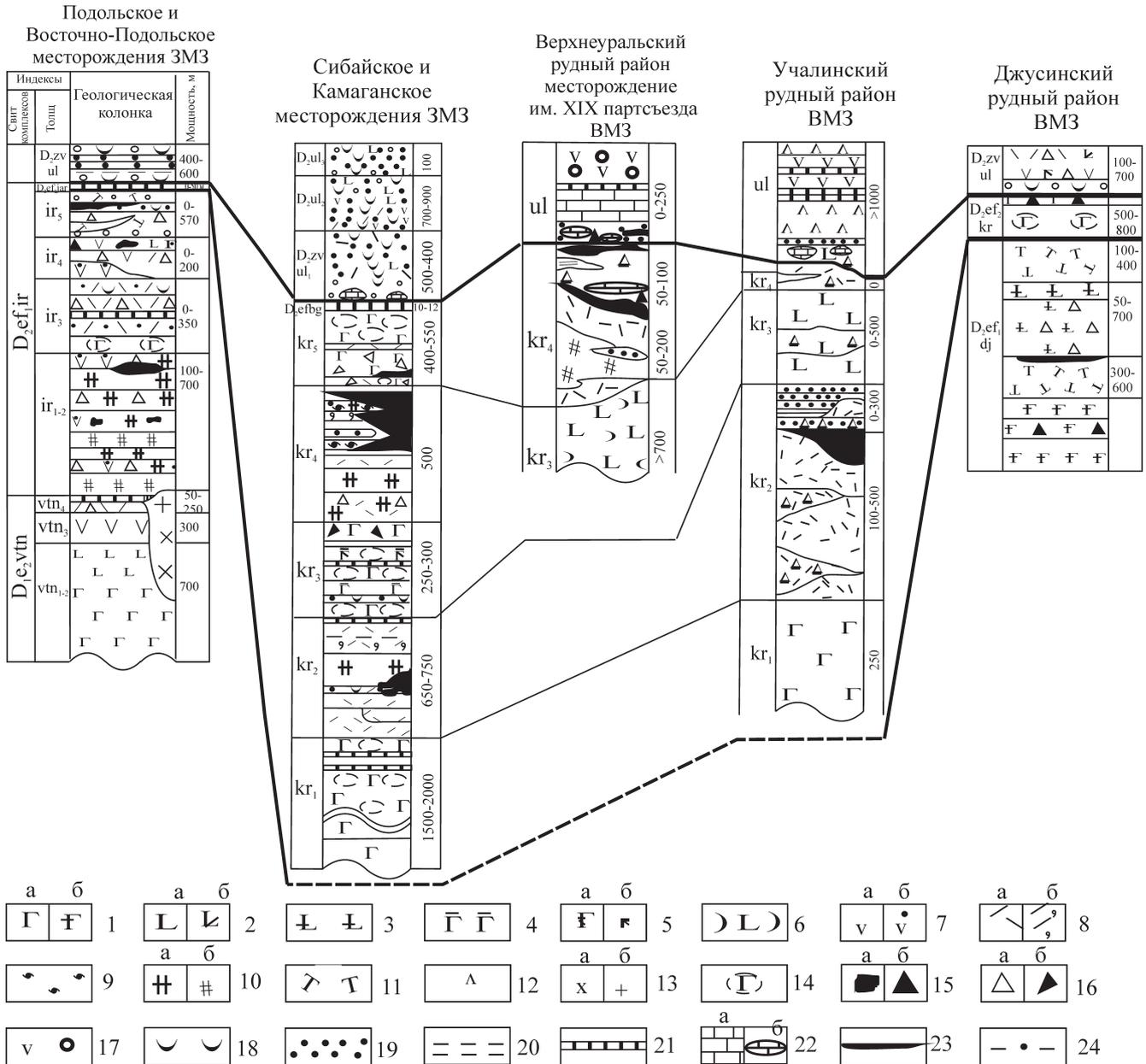


Рис. 2. Схема сопоставления и корреляции разрезов колчедановых вулканических комплексов Магнитогорской мегазоны на Южном Урале. Составлена А.М. Косаревым.

1-8 - эффузивные породы: 1 - базальты: а - нормальной щелочности, б - умеренно-щелочной (шошонитовой) серии, 2 - базальты и андезибазальты: а - афировые и плагиофировые, б - пироксен-порфировые, 3 - шошониты-латиты, 4 - базальты плагиопорфировые, 5 - базальты: а - пироксен-плагиофировые, б - пироксенпорфировые; 6 - лавовые брекчии базальт-андезибазальтового состава, 7 - андезиты: а - плагиофировые, б - кварц-содержащие, 8 - кислые породы: а - дациты и риодациты плагиофировые, кварц-плагиоклазовые мелко-средне-порфировые, б - их туфы; 9 - игнибритовидные туфы; 10 - риодациты кварц-плагиоклазовые: а - крупнопорфировые, б - мегафировые; 11 - трахидациты, риодациты повышенной щелочности; 12 - андезидациты; 13 - интрузивные породы: а - габбро-диориты и диориты, б - граниты, гранодиориты; 14 - эффузивные породы с подушечной отдельностью; 15 - агломеративные туфы: а - глыбовые, б - крупнообломочные; 16 - а - агломеративные туфы мелкообломочные, б - гиалокластиты; 17 - туфы; 18 - тейфроиды; 19 - терригенные породы; 20 - кремнистые алевролиты; 21 - кремни, яшмоиды; 22 - известняки: а - массивные, б - обломочные; 23 - рудные тела колчеданных месторождений; 24 - разрывные нарушения.

Fig. 2. The scheme of comparison and correlation of VMS complexes sequences of Magnitogorsk megazone in the Southern Urals. Compiled by A.M. Kosarev.

1-8 - effusive rocks: 1 - basalts: а - normal alkalinity, б - moderate-alkaline (shoshonite) - series, 2 - basalts and andesibazalts: а - aphyric and plagiophyric, б - pyroxene-porphyrific, 3 - shoshonites-latites, 4 - basalts plagioporphyrific, 5 - basalts: а - pyroxene-plagiophyric, б - pyroxeneporphyrific; 6 - lavic breccias of basalt-andesite-basalt composition, 7 - andesites: а - plagiophyric, б - quartz-bearing, 8 - acidic rocks: а - dacites and rhyodacites plagiophyric, quartz-plagioclase fine-medium porphyritic, б - their tuffs; 9 - ignimbrite-like tuffs; 10 - rhyodacites quartz-plagioclase: а - large porphyritic, б - megaphyric; 11 - trachidacites, rhyodacites of high alkalinity; 12 - andesitadacites; 13 - intrusive rocks: а - gabbro-diorites and diorites, б - granites, granodiorites; 14 - effusive rocks with pillow-like texture; 15 - agglomeratic tuffs: а - blocky, б - coarse clastic; 16 - а - agglomeratic tuffs fine clastic, б - hyaloclastites; 17 - tuffs; 18 - tuffites; 19 - terrigenous rocks; 20 - siliceous alveolites; 21 - siliceous, jasperoids; 22 - limestones: а - massive, б - clastic; 23 - ore bodies of volcanogenic massive sulfide deposits; 24 - faulting.

roxene-plagiophyric, б – pyroxene-porphyric, 6 – lava breccias basalt-andesibazalt composition, 7 – andesites: а – plagiophyric, б – quartz-containing, 8 – acid rocks: а – dacites and rhyodacites plagiophyric, quartz-plagioclase fine-middle-porphyric, б – their tuffs; 9 – ignimbritic tuffs; 10 – rhyodacite quartz-plagioclase: а – macrophyric, б – megaphyric; 11 – trachydacites, rhyodacites increased alkalinity; 12 – andesidacites; 13 – intrusive rocks: а – gabbro-diorites and diorites, б – granites, granodiorites; 14 – effusive rocks with pillow lavas; 15 – agglomerate tuffs: а – the clumpy, б – rudaceous; 16 – а – agglomerate tuffs fine clastic, б – hyaloclastites; 17 – tuffs; 18 – tephroids; 19 – terrigenous rocks; 20 – siliceous aleurolites; 21 – flints, jasperoids; 22 – limestones: а – the massive, б – the detrital; 23 – ore bodies massive sulphide deposits; 24 – faults.

ирендыкского комплекса: 1 – возрастание калиево-сти вулканитов снизу вверх по разрезу, 2 – возрастание калиевоности с запада на восток на стратиграфическом уровне ir_{4-5} . Калиево-натриевые дациты и риодациты (ir_5 , сукраковский подкомплекс) занимают крайнюю восточную позицию в изученной части южно-ирендыкского комплекса и наиболее высокое положение в разрезе ирендыкской свиты.

Стратиграфическое положение сукраковского палеовулканогеологического комплекса определяется наличием, по данным В.Л. Бородиной, эйфельских криноидей в перекрывающей гадилевской (ir_6) и подстилающей дацит-риолитовой (ir_3) толщах вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород ирендыкской свиты Южно-Ирендыкской подзоны. Кроме того, отложения ирендыкской свиты в ЗМЗ перекрываются кремнистыми породами (яшмоидами) ярлыкаповской свиты (D_2ef_2), являющейся фацией карамалыташской свиты и бугулыгырского горизонта (Маслов, Артющкова, 2010). Ярлыкаповская свита непрерывно прослеживается от района дер. Ярлыкапово до урочища Сукраково на протяжении около 115 км, располагаясь в разрезе между отложениями ирендыкской и улутауской свит. Нижняя граница ирендыкской свиты в Южно-Ирендыкской зоне определяется положением майской (Биков и др., 1973)² или сагитовской (Стратиграфия..., 1993) толщи.

В районе пос. Тушаул, на северном борту р. Искызмы майская толща состоит из двух частей: нижняя более мощная представлена красными яшмоидами с прослоями туфов кислого состава, залегающими на кислых породах верхнетаналыкского комплекса; верхняя маломощная часть разреза сложена серыми, зеленовато-серыми кремнистыми алевритами с прослоями тефроидов андезибазальт-андезитового состава. Таким образом, нижняя часть разреза майской толщи завершает разрез верхнетаналыкского комплекса, а верхняя – фиксирует начало андезибазальт-андезитового вулканизма ирендыкского времени. Впечатление постепенности перехода между верхнетаналыкскими и ирендыкскими комплексами создается принадлежностью нижней и верхней частей разреза майской и (или) сагитовской толщ к кремнисто-тефроидным фациям (Стратиграфия..., 1993).

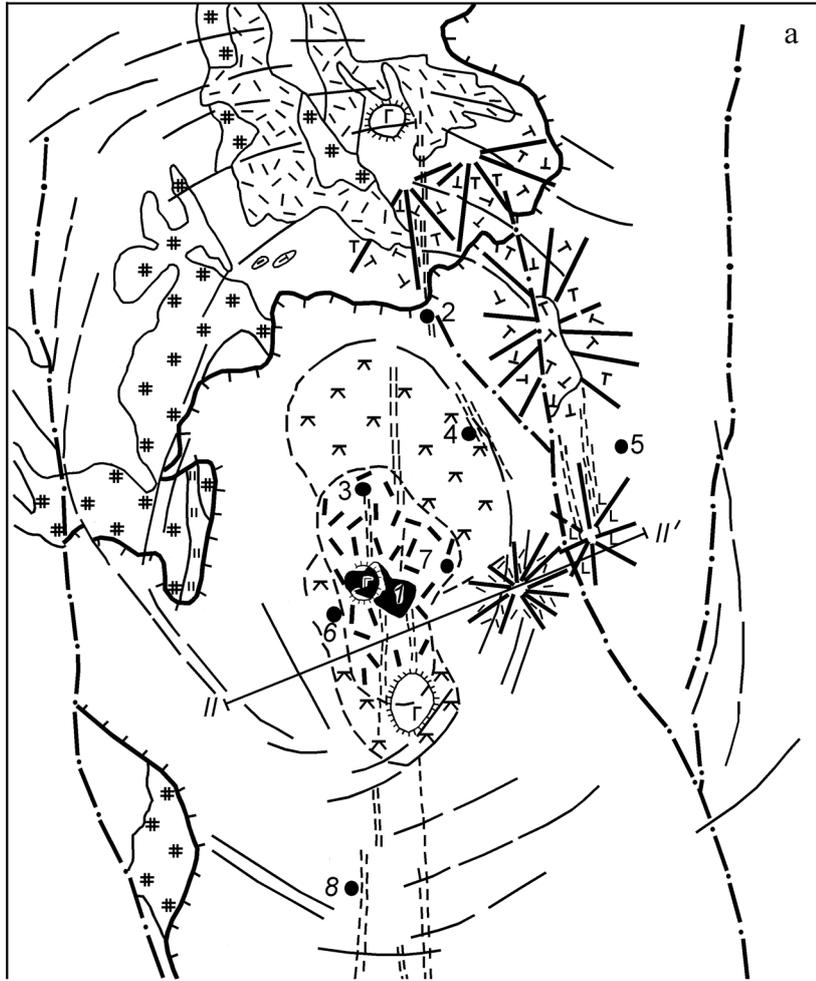
² Биков М.Ш., Захаров А.А., Захарова А.А., Косарев А.М., Жданов Г.Ш., Сопко Л.Н., Александров Ю.В. Геологическое строение Бурибайского рудного района. Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 Таналыкской КГСП за 1967–73 гг. Уфа: Фонды БТГУ, 1973 г.

Таким образом, сукраковский вулканический подкомплекс входит в состав южно-ирендыкского комплекса раннейэйфельского возраста и завершает вулканизм этого комплекса в пределах Подольского кальдера-вулкана Ирендыкской развитой островной дуги (Косарев и др., 2014).

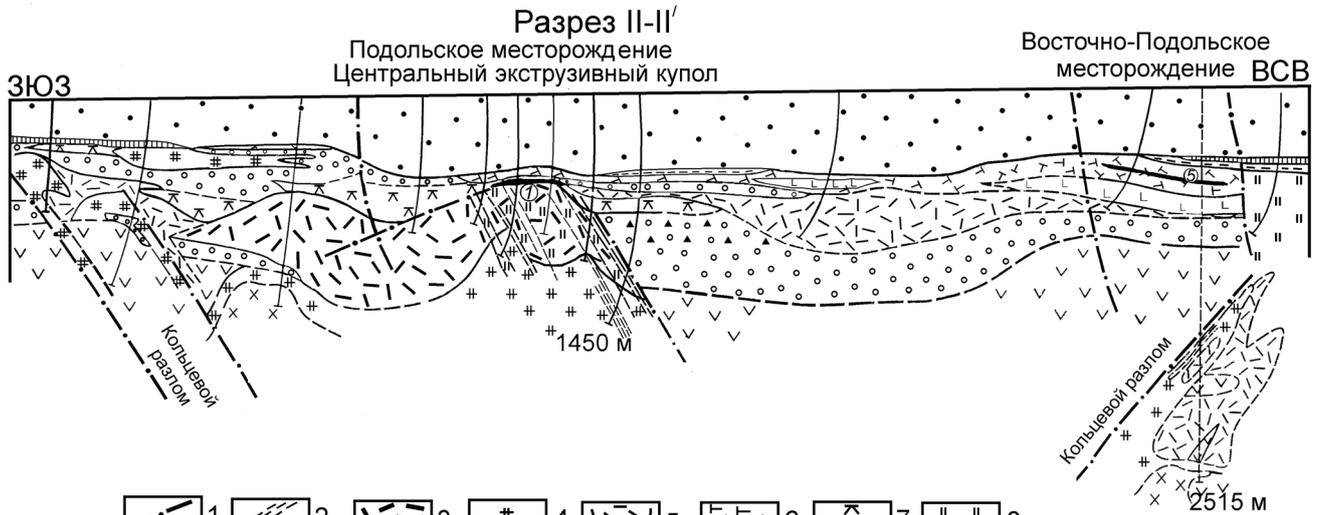
Фациальная характеристика проявлений вулканизма Сукраковской группы вулканов

Сукраковская группа вулканов, завершавшая активный вулканизм Подольской кольцевой структуры, сформировалась в северной ее части (см. рис. 3). Зона максимальных мощностей трахидацитовых пород образует дугу, совпадающую с северным сегментом кальдеры. Площадь распространения этой толщи составляет около 70 км², максимальная мощность достигает 567 м, объем – 9 км³. Толща залегает в моноклинали, погружающейся под отложения улутауской свиты в целом на юго-восток. Моноклираль осложнена мелкими пологими складками и взбросо-надвигами с клиньями вулканогенно-осадочных пород улутауской свиты, углы наклона слоев не превышают 24°. Под улутаускими отложениями толща прослежена скважинами в юго-западном направлении на 10 км, в южном – на 12 км. В области максимальных мощностей рассматриваемой толщи и развития ее прижерловых грубообломочных фаций закартированы две жерловины близкого строения. Первая из них выполнена экструзией трахидацитов, расположенной в 700 м северо-западнее горы Тазизянка. Диаметр экструзивного купола составляет около 250 м. Широко распространены перлитовые разности кислых пород, брекчий трения. Вторая жерловина расположена в 1 км на северо-восток от горы Типа, где находится экструзивное тело, вытянутое в меридиальном направлении на 350 м.

Прижерловая зона групповой постройки наряду с максимальными мощностями калинатровых пород характеризуется присутствием эффузивов, глыбовых вулканических и туфовых брекчий, игнибритовидных туфов, туфолав, тефроидов, глыбовых тефроидно-пирокластических брекчий. *Туфы спекшиеся игнибритовидные плагиофировых трахидацитов* имеют флюидално-обломочную текстуру, состоят из обломков риодацитов, дацитов калиево-натриевого ряда, часто с перлитовыми трещинами, с микролитовой, микролит-микропойкилитовой структурами основной массы. Фьяммеподобные “хвостатые” и лентовидные фрагменты находятся



6



- | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | | | |
| | | | | | | | |
| | | | | | | | |
| | | | | | | | |

Рис. 3. Структурно-палеовулканологическая схема Подольского рудного поля (а) и геологический разрез II–II' Подольского месторождения (б). Составлено А.М. Косаревым и И.Б. Серавкиным.

К рис. 3а. 1 – линейные разрывные нарушения; 2 – зоны расланцевания; 3 – экструзивные крупнопорфировые риодациты; 4 – субвулканические риодациты мегафировые; 5 – риодациты мелкопорфировые и их туфы; 6 – трахидацитовая толща (сукраковская, D₂ef₁ ir₅); 7 – экструзивные и субвулканические тела гибридных андезитов; 8 – зоны гидротермально-измененных пород с сульфидной минерализацией; 9 – граница вулканомиктовых отложений улутауской свиты и яшм ярылкаповского горизонта (D₂ef₂); 10 – проекции перекрытых геологических границ; 11 – дешифрируемые линии кольцевых разломов; 12 – лаво-гиалокластитовые базальтовые купола; 13–15 – вулканические постройки центрального типа: 13 – базальт-андезито-базальтовые, 14 – трахидацитовые, 15 – риодацитовые; 16 – проекция Главной рудной залежи Подольского месторождения; 17 – рудопоявления и месторождения: 1 – Подольское, 2 – Сукраковское, 3 – Северное, 4 – Северо-Подольское, 5 – Восточно-Подольское, 6 – Западное, 7 – Восточное, 8 – Южно-Подольское; 18 – линия геологического разреза II–II', на разрез нанесено рудное тело Восточно-Подольского месторождения.

К рис. 3б. 19 – геологические границы между свитами: а – установленные, б – предполагаемые; 20 – границы между толщами, петрографическими разновидностями пород и метасоматитами: а – установленные, б – предполагаемые; 21 – вулканомиктовые породы улутауской свиты (D₂zv–f₁); 22 – яшмоиды ярылкаповской свиты (D₂ef₂); 23 – ирендыкская свита (D₂ef₁), вулканогенно-осадочная, известковистая (гадилевская, D₂ef₁ ir₆) толща; 24–27 – эффузивно-пирокластическая толща (D₂ef₁ ir_{1–4}): 24 – вулканокластические породы, 25 – порфировые, мегафировые базальты и андезито-базальты и их туфы, 26 – эффузивные базальты и гиалокластиты, 27 – брекчии смешанного состава с рудокластами; 28 – субвулканические риодациты крупнопорфировые; 29 – гиповулканические интрузии габбро-диорит-плагиогранитового ряда; 30 – баймак-бурибаевская свита, верхнетаналыкский комплекс (D₁e₂vtn); 31 – скважины, а – в плоскости разреза, б – за его пределами; 32 – залежи колчеданных руд: 1 – Подольское месторождение, 5 – Восточно-Подольское месторождение (см. рис. 3а).

Fig. 3. The structural-paleovolcanology scheme of Podol'sk ore field (a) and geological cross (II–II') Podol'sk deposit (b). Compiled by A.M. Kosarev and I.B. Seravkin.

To Fig. 3a. 1 – linear faults; 2 – zone of strongly foliated; 3 – extrusive rhyodacites macroporphyric; 4 – subvolcanic rhyodacites megaphyric; 5 – rhyodacites smallporphyric and tuffs; 6 – trachydacite strata (Sukrakovo, D₂ef₁ ir₅); 7 – extrusive and subvolcanic body hybridogenic andesites; 8 – zone of hydrothermal alteration rocks with sulfide mineralization; 9 – boundaries of the volcanoclastic sediments of Ulutau Formation and jasper Yarlikapovo horizon (D₂ef₂); 10 – projections of overlapped geological boundaries; 11 – decoded line ring faults; 12 – lava-hyaloclastite basaltic domes; 13–15 – volcanic edifices central type: 13 – basalt-andesite-basalt, 14 – trachydacites, 15 – rhyodacites; 16 – projections of the Main ore lode of Podol'sky deposits; 17 – ore occurrence and deposits: 1 – Podol'sk, 2 – Sukrakovo, 3 – Northern, 4 – North-Podol'sk, 5 – East-Podol'sk, 6 – Western, 7 – Eastern, 8 – South Podol'sk; 18 – line of the geological section II–II', the incision is carried ore body East-Podol'sk deposits.

To Fig. 3b. 19 – geological boundaries between formations, a – installed, б – supposed; 20 – boundaries between strata, petrographic varieties rocks and metasomatites, a – installed, б – supposed; 21 – volcanoclastic rocks of Ulutau Formation (D₂zv–f₁); 22 – jaspers Yarlikapovo horizon (D₂ef₂); 23 – Irendyk Fm. (D₂ef₁) volcanic-sedimentary, calcareous (Gadilevo D₂ef₁ ir₆ strata); 24–27 – effusive-piroclastic stratum (D₂ef₁ ir_{1–4}): 24 – volcanoclastic rocks, 25 – porphyritic, megaphyric basalts and andesite-basalts and their tuffs, 26 – effusive basalts and hyaloclastites, 27 – mixed composition breccias with ore-clasts; 28 – subvolcanic rhyodacites macroporphyric; 29 – hypovolcanic intrusions of gabbro-diorit-plagiogranite series; 30 – Baimak-Buribai Formation, Verhnetanal'yk complex (D₁e₂vtn); 31 – wells, a – in the plane of section, б – beyond it; 32 – deposits of base metal massive sulphide ores: 1 – Podol'sk, 5 – East-Podol'sk deposits (see Fig. 3a).

совместно с обломками угловатой и изометрической формы. Изометрические и угловатые обломки, часть которых выделяется более крупными размерами, часто подвергнуты окварцеванию и гематитизации. Под микроскопом видно, что спекшиеся туфы подвергнуты интенсивным вторичным преобразованиям (хлорит, серицит, кварц, реже пумпеллит). Мощность отдельных пластов по результатам изучения керн скважин достигает 81 м.

Туфолавы трахидацитовых порфиров характеризуются сочетанием флюидалных, обломочных и эмульсионных структур. В породе видны две фазы вулканического стекла: темное и светлое. Темное образует линзовидные обломки, полоски, линзочки, которые вытягиваются параллельно флюидальности, подчеркивая последнюю. Размер обломков колеблется от 1 мм и менее до 5.0 × 1.7 см. По данным химического анализа темное стекло содержит SiO₂ – 51.6 мас. %; FeO + Fe₂O₃ – 41.0; светлое стекло – SiO₂ – 65.0; FeO + Fe₂O₃ – 14.1% (Сопко и др., 1983). Породы толщи несут признаки краснокаменных изменений: обломки брекчий окраше-

ны в желтовато-серые, фиолетово-красные, красно-бурые тона разной интенсивности. Перечисленные характеристики пород свидетельствуют об островном мелко-среднеглубинном бассейне. Исходные магмы были насыщены флюидно-газовой составляющей, способствовавшей ликвации. Обломочный материал туфов и вулканических брекчий олигофировый полустекловатый содержит перлитовые контракционные трещинки. Однако материал туфов и брекчий не производит впечатления однородности и однообразия, свойственных лавокластическому материалу. Скорее всего, эксплозивному дроблению в мелководных условиях подвергались пробки жерловин и их стенки, так как в обломках присутствуют резургентный андезибазальтовый материал и обломки трахидацитов, в разной степени измененные. В широтном направлении на палеозойской поверхности прижерловая зона протягивается на 4 км, погружаясь на востоке под отложения улутауской свиты.

Разрез прижерловой зоны формировался в две фазы активного вулканизма, в течение которых об-

разовались эффузивы и пирокластические породы, частично подвергшиеся перемиыву. В межпароксизмальный период отложилась пачка туфов андезито-базальтового состава и тефроидов смешанного состава, что свидетельствует о синхронном существовании другого центра, извергавшего андезито-базальтовый материал. На отдельных участках в вулканических брекчиях сохранились следы краснокаменных изменений, свидетельствующих о мелководных или субаэральных условиях вулканической деятельности прижерловых зон. Однако глубины морского бассейна в области отложения руд были все-таки повышенными, но не большими, так как кремнистые породы в разрезе отсутствуют.

Удаленная зона Сукраковской группы вулканов характеризуется сокращенными мощностями разреза, отсутствием эффузивов и субвулканических тел. Ей свойственно переслаивание мелкообломочных и лапиллиевых туфов с тефроидами. В последних увеличивается примесь материала андезитового, андезито-базальтового, реже базальтового состава.

Петрологические особенности кремнекислых пород сукраковского типа

Вулканы сукраковской толщи варьируют по кислотности от андезитов до риолитов (SiO_2 – 58.14–75.58 мас. %), причем наиболее распространенными типами пород являются дациты и риодациты. Состав вулканитов сукраковского типа варьирует от известково-щелочной серии до субщелочной (Косарев, 1975). Породы, определенные по диаграмме распределения щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$) имеют следующий состав (табл. 1, рис. 4а): андезиты, трахидациты, дациты, трахиты, трахириолит-дациты, риолиты. В среднем со-

став вулканитов отвечает трахидацитам. Они содержат до 15 об. % вкрапленников плагиоклаза (альбита, альбита-олигоклаза) лейстовидной формы размером 1–4 мм, редкие (1–3%) выделения биотита, роговой обманки и титаномагнетита. Рудный минерал – более ранний, нежели плагиоклаз и роговая обманка, биотит кристаллизовался после плагиоклаза (Косарев, 1975).

Изучение распределения в породах оксида калия показало, что основное его количество содержится в стекловатой основной массе, где установлены гидробиотит и мелкие зерна калишпата. Наиболее высокие содержания K_2O приурочены к наименее измененным и раскристаллизованным участкам, что указывает на повышенные концентрации калия в исходном расплаве. Наряду с массивными встречаются разновидности эффузивов с флюидално-обломочными и эмульсионными текстурами. Широкое распространение в трахидацитовой субформации имеют туфовые брекчии, туфы, тефроиды, тефроидно-пирокластические породы. Характерны также спекшиеся туфы и туфолавы, состоящие из двух фаз девитрифицированного стекла (светлого и темного), различающихся по химическому составу. Наличие эмульсионных структур, а также различия в составе стекол и резкие границы между ними позволяют предполагать, что эти породы являются продуктами ликвации.

По концентрациям петрогенных оксидов породы сукраковского типа имеют андезит-дацит-риодацит-риолитовый состав и содержат 61.6–75.58 мас. % SiO_2 , 0.1–4.7% K_2O , 3.08–8.55% Na_2O . На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (см. рис. 4е) видно, что большая часть высококалиевых кислых вулканитов расположена на северном фланге Подольского кальдера-вулкана в районе урочища Сукраково, где нет заметных про-

Таблица 1. Средние химические составы кислых пород сукраковской толщи (мас. %)

Table 1. Average chemical compositions of the acid rocks in Sukravsk strata (wt %)

№ п/п	Кол-во проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	4	66.28	0.47	14.78	2.42	2.12	0.050	1.30	2.55	4.60	3.06
2	4	72.42	0.50	13.25	1.16	2.04	0.070	0.94	1.58	6.40	0.33
3	2	66.66	0.45	15.90	0.76	4.38	0.015	1.57	1.59	6.38	0.47
4	4	66.98	0.44	13.13	1.36	7.29	0.110	0.87	1.96	4.46	1.52
5	4	73.70	0.44	12.57	1.29	2.57	0.040	0.99	1.25	4.38	1.81
6	9	71.77	0.39	12.80	0.73	4.05	0.073	1.02	2.01	5.32	0.53
7	8	70.56	0.42	14.61	0.53	3.47	0.045	0.53	1.14	5.04	3.12
8	3	66.20	0.46	15.92	0.73	4.25	0.060	1.37	1.88	6.84	0.69
9	3	62.14	0.50	15.73	2.69	3.42	0.098	2.68	2.66	3.54	3.42
10	2	58.66	0.47	18.78	0.88	5.17	0.350	1.56	3.50	7.16	3.65

Примечание. Кремнекислые породы сукраковской толщи: 1 – трахидациты калиево-натровые, субвулканические; 2 – риодациты натриевые, субвулканические; 3 – дациты натриевые, эффузивные; 4 – дациты малокалиевые, эффузивные; 5 – риолиты малокалиевые, эффузивные; 6 – риодациты натриевые, обломки пирокластических пород; 7 – риодациты калиево-натриевые, обломки пирокластических пород; 8 – дациты натриевые; 9 – трахиандезиты калиево-натриевые; 10 – трахиты.

Note. Acid rocks in Sukravsk strata: 1 – trachidacite K-Na, subvolcanic; 2 – rhyodacites Na, subvolcanic; 3 – dacites Na, effusive; 4 – dacites low-K, effusive; 5 – rhyolites low-K, effusive; 6 – rhyodacites Na, fragments of pyroclastic rocks; 7 – rhyodacites K-Na, fragments of pyroclastic rocks; 8 – dacites Na; 9 – trachyandesites K-Na; 10 – trachits.

явлений колчеданной минерализации. Центром гидротермальной деятельности на площади Подольского кальдера-вулкана в позднеирендыкское время (ir₃sk) было рудное поле Восточно-Подольского месторождения. Здесь в период рудоотложения наблюдалась интенсивная деятельность гидротерм, обогащенных Cu, Zn, Pb, Ba, S, K, Au, которые формировали ореол околорудных метасоматитов и гидротермально-осадочные рудные залежи барит-полиметаллического состава. Вторая группа кислых вулканитов сукраковской толщи расположена в надрудной зоне Подольского колчеданного месторождения. Содержания K₂O в этих породах редко превышают 2%. На петрохимических диаграммах распределения величины Na₂O/K₂O хорошо видно, что высокие и максимальные ее значения сосредоточены над Центральным-Подольским экструзивным куполом (см. рис. 3) и к западу, юго-западу от него, где развиты линейные и дугообразные разрывные нарушения, большие объемы субвулканических тел и зоны серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов (Косарев, Лазаренко, 1987).

Натриевые породы обнаружены также в северной части Подольского рудного поля в зоне Сукраковского субмеридионального разлома и в районе Восточно-Подольского месторождения. На последних участках натриевые породы тесно связаны с калиево-натриевыми. Приведенные данные указывают на то, что поздние порции флюидов по наиболее проницаемым до- и синрудным тектоническим зонам проникали в отложения сукраковской толщи и способствовали перераспределению Na и K в трахидацитах. Очевидна натриевая специфика этих гидротерм. Наиболее мощный флюидный поток поднимался к поверхности Центрального Подольского экструзивного купола, менее интенсивная циркуляция гидротерм происходила по кольцевым, радиальным и другим разломам Подольского рудного поля. Присутствие в районе Восточно-Подольского рудопоявления натриевых пород вместе с калиево-натриевыми свидетельствует о незавершенности процесса выноса калия.

По содержаниям K₂O кислые вулканиты сукраковского подкомплекса относятся к калиево-натриевой, умеренно-калиевой и низкокалиевой умеренно-щелочной и известково-щелочной сериям. Высокие содержания K₂O в этих породах обусловлены повышенной концентрацией калия в магматическом расплаве. Низкие содержания K₂O возникли, скорее всего, на постмагматической стадии и в связи с воздействием на эти породы натриевых гидротермальных флюидов.

Большая часть кислых пород сукраковской толщи (около 65%) относится к низкоглиноземистому типу (Al₂O₃ < 15%), около 35% – к высокоглиноземистому (Al₂O₃ > 15%). По концентрациям MgO – 0.3–2.2 мас. % – эти породы относятся к умеренно-магнезиальному и умеренно-железистому типам

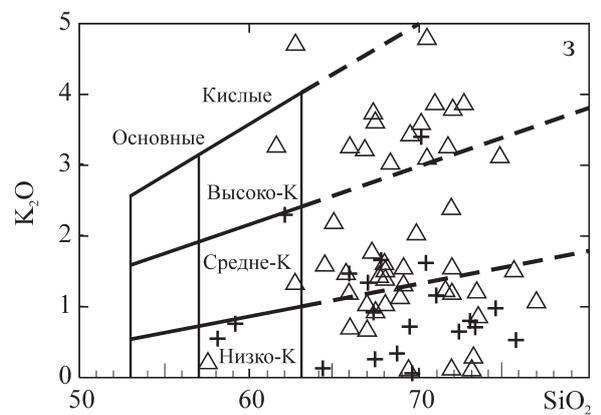
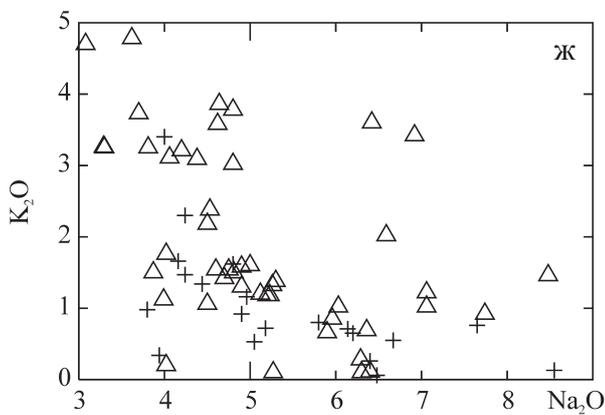
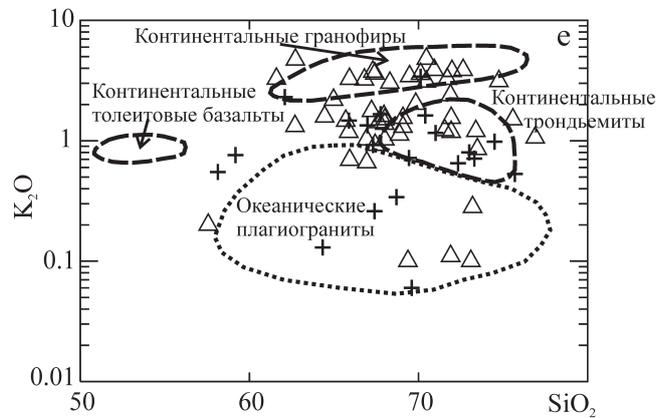
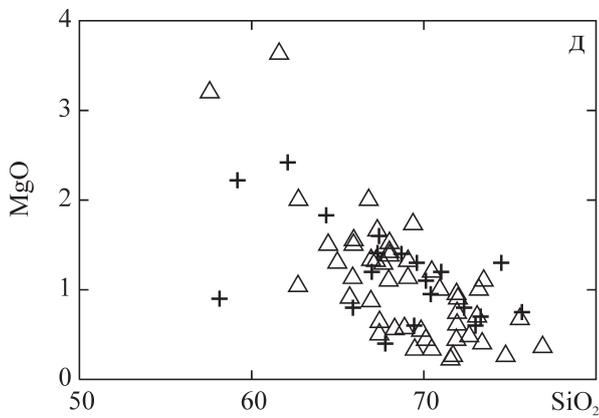
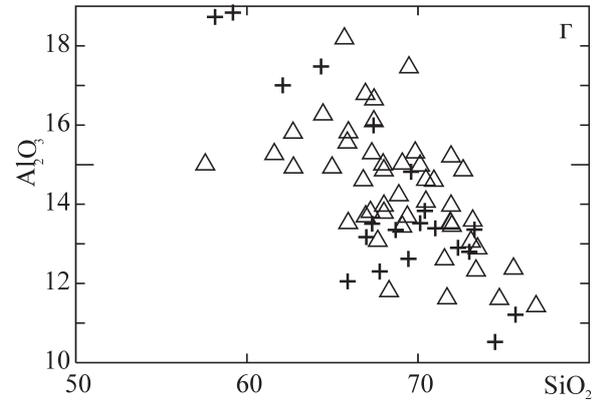
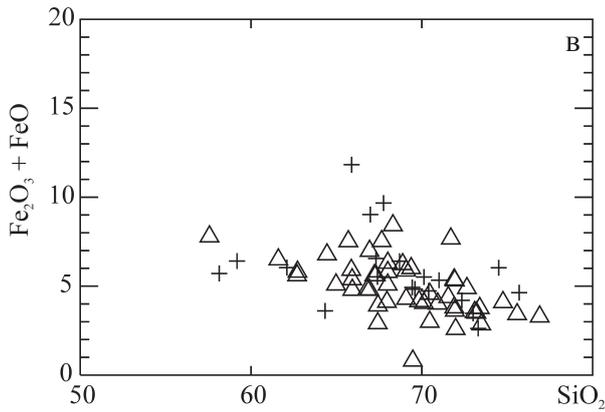
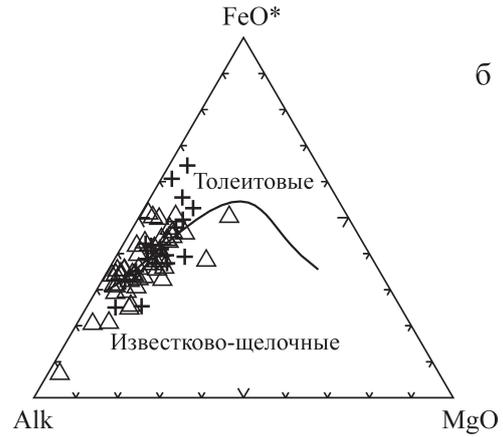
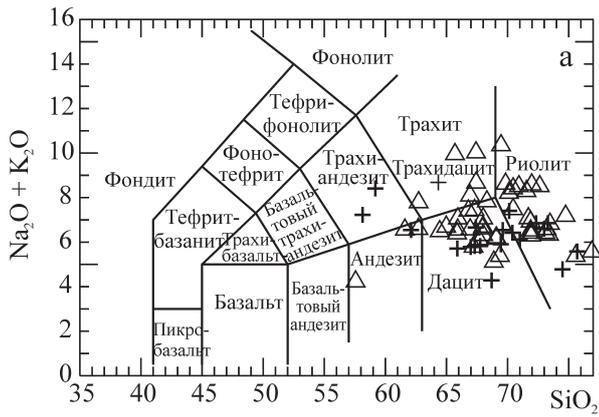
(FeO/MgO = 1.9–3.9), в измененных породах железистость возрастает (FeO/MgO = 7.6–24.2). Концентрации микроэлементов группы железа умеренны, г/т: Cr – 13–24, Co – 17, Ni – 16–21. Литофильные элементы Sr, Zr, Ba, La и величины La/Yb имеют пониженные значения по сравнению с таковыми в кислых вулканитах шошонитовой серии Камчатки (Петрология..., 1987) и западных поясов США (Эварт, 1983). По соотношениям Sr–Rb, SiO₂–K₂O, SiO₂–Zr эти породы сопоставимы с островодужными кислыми вулканитами и приближаются к континентальным трондьемитам и гранофирам (табл. 2, рис. 5) (Колман, Донато, 1983). Концентрации Sr варьируют в широких пределах 102–1049 г/т, их высокие значения характерны для надсубдукционных образований (Вольнец и др., 1990).

На спайдер-диаграммах порода/N-MORB и порода/хондрит (см. табл. 2) хорошо проявлены негативные геохимические аномалии по Nb, Zr, Ti (см. рис. 5в, г), указывающие на надсубдукционный островодужный тип вулканитов. Концентрации Sr в кислых породах на диаграммах показывают широкие вариации, свидетельствующие о его подвижности в постмагматическую стадию (Косарев, Лазаренко, 1987). Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в кислых породах сукраковского подкомплекса варьирует от 0.7029 до 0.7046 (Бобохов и др., 1989), соответствуя интервалу мантийных составов.

По совокупности характеристик кислые породы сукраковской толщи (ir₃) относятся к переходному типу от высококалиевой известково-щелочной серии к шошонитовой (Косарев и др., 2005), что видно на рис. 4а, 5а.

Краткая характеристика Восточно-Подольского колчеданного месторождения

Месторождение расположено в 5 км к СВ от Подольского медно-цинково-колчеданного месторождения уральского типа (см. рис. 1, 3). Большая часть его территории перекрыта вулканогенно-осадочными отложениями улугтауской свиты. На месторождении в 1988–1993 гг. Н.И. Ильичёвым с соавторами проведена предварительная разведка. По установленным запасам (C₁ + C₂) руд этот объект относится к среднему месторождению колчеданного барит-полиметаллического с золотом типа. Соотношение Pb : Cu : Zn составляют 1.0 : 1.9 : 2.0, количество бария в 2.5 раза превышает суммарные запасы Pb, Cu, Zn. По этим параметрам Восточно-Подольское месторождение сопоставимо с колчеданно-полиметаллическими месторождениями Рудного Алтая (Гаськов, 2015), в особенности с их барит-полиметаллическим типом, в котором отношения средних содержаний Pb : Zn : Cu : Ba составляют 1.0 : 1.5 : 0.2 : 30 (месторождения Зареченское, Змеиногорское) (Колчеданные месторождения..., 1979, табл. 2, с. 113).



Δ1 + 2

Рис. 4. Распределение петрогенных оксидов в вулканитах сукраковского подкомплекса Подольского рудного поля Ирендыкской островной дуги ЗМЗ.

1 – трахидациты и риодациты сукраковской толщи северного фланга Подольского кальдера-вулкана; 2 – то же, в надрудной зоне Подольского колчеданного месторождения. Диаграммы: а – $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Gill, 1981); б – AFM; в – $\text{SiO}_2-(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$; г – $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$; д – SiO_2-MgO ; е – $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ (Колман, Донато, 1983); ж – $\text{N}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$; з – $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ (Яковлев, 1979).

Fig. 4. Distribution of major oxides in the rocks of Sukrakovo subcomplex, Podol'sk ore field of Irendyk island arc WMZ.

1 – trachydacites and rhyodacites of Sukrakovsk strata in the northern flank of Podol'sk caldera-volcano; 2 – the same, in the over-ore zone of Podol'sk sulphide massive deposit. Charts: а – $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Gill, 1981); б – AFM; в – $\text{SiO}_2-(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$; г – $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$; д – SiO_2-MgO ; е – $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ (Kolman, Donato, 1983); ж – $\text{N}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$; з – $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ (Yakovlev, 1979).

Таким образом, руды Восточно-Подольского месторождения относятся к типу барит-полиметаллических с высоким содержанием меди. Ближе всего к рудам Восточно-Подольского месторождения стоят руды месторождений баймакского типа, в которых соотношение $\text{Pb} : \text{Cu} : \text{Zn} - 1.0 : 1.6 : 3.5$ (Зайков и др., 2001). Из этих данных видно, что в баймакских месторождениях по сравнению с Восточно-Подольским более высоки относительные запасы цинка и понижены запасы меди. В колчеданных полиметаллических месторождениях ВМЗ в Теренсайском рудном районе (см. рис. 1, 2) соотношения $\text{Pb} : \text{Cu} : \text{Zn}$ составляют $1.0 : 3.1 : 3.4$ (Зайков и др., 2001), что определяется пониженными концентрациями свинца. Однако по общим запасам металлов месторождения Джусинское и Барсучий Лог сопоставимы с Восточно-Подольским месторождением и относятся по запасам металлов к типу средних месторождений (Зайков и др., 2001; Медноколчеданные месторождения..., 1988).

Таким образом, на западном крыле Магнитогорской мегазоны имеет место ассоциация сукраковского трахидацитового вулканического подкомплекса с баритовым колчеданным полиметаллическим месторождением. Вулканиты сукраковского подкомплекса относятся к известково-щелочной трахиандезит-трахидацит-риолитовой серии, переходной к шошонитовой. Это свидетельствует о том, что сукраковский подкомплекс и Восточно-Подольское месторождение фиксируют зону сочленения развитой Ирендыкской островной дуги с тыловодужной зоной, для которой уже характерны шошонитовый вулканизм и барит-полиметаллическое колчеданное оруденение.

ДЖУСИНСКИЙ И НИЖНЕЗИНГЕЙСКИЙ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Джусинский вулканический комплекс относится к базальт-андезит-дацит-риолитовой формации гомодромного типа. По данным поисково-съёмочных и тематических работ (Лядский, 1985) Рыкус, 1992; Вулканизм..., 1992; Тальнов, 2003) джусинский комплекс залегает на базальт-риолитовом ажжарском комплексе. Геологический разрез джусинского комплекса делится на четыре толщи (снизу вверх): 1 – базальт-андезито-базаль-

товую, 2 – андезито-дацитовую, 3 – базальт-андезито-базальтовую, 4 – трахидацит-риолитовую (рис. 6). По представлениям названных исследователей, рудные тела колчеданного месторождения Барсучий Лог залегают в нижней части разреза второй толщи на ее границе с нижней базальт-андезито-базальтовой толщей. Таким образом, джусинский комплекс образовался в результате двух ритмов активного вулканизма, на завершающем этапе первого из которых и сформировались колчеданные залежи месторождения Барсучий Лог.

Третья толща базальт-андезито-базальтового состава и четвертая толща трахидацит-риолитового состава получили преимущественное развитие на восточном крыле Карабутацкой антиклинали. На западном крыле этой антиклинальной структуры третья толща выделяется лишь на отдельных участках (Тальнов, 2003), а четвертая в этой зоне не установлена. Можно предположить, что на западном фланге Джусинско-Карабутацкого вулканического поднятия третья и четвертая толщи присутствуют в кремнисто-тефroidных удаленных фациях и резко сокращенных мощностях. Приведенные сведения, а также грубоагломератовый и эффузивный фациальный состав вулканитов четвертой трахидацит-риолитовой толщи свидетельствуют о том, что вулканическое сооружение располагалось на восточном фланге Карабутацкой антиклинали и было сдвинуто на восток относительно рудоносного вулканического сооружения, вмещающего месторождение Барсучий Лог. Этот факт указывает на то, что в ходе формирования островодужного джусинского вулканического комплекса происходила миграция зоны активного вулканизма на восток.

Джусинский комплекс на западном фланге Карабутацкого поднятия (см. рис. 1, 2) представлен непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией и перекрывается толщей пиллоу-базальтов и гиалокластитов большекумакского комплекса по возрасту и отчасти по химизму аналогичных базальтам карамалыташской свиты южных районов Башкортостана и бугульгырской толщи базальтов восточного фланга Гайского рудного поля (Косарев и др., 2005; Стратиграфия..., 1993; Вулканизм..., 1992).

На границе джусинского и большекумакского комплексов, в 3 км от пос. Ащелсай, выше по течению

Таблица 2. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в вулканитах сукраковской толщи (ir₅)

Table 2. The content of major (wt %) and rare (ppm) elements in the rocks of Sukrakovsk strata (ir₅)

Элемент	Подольское рудное поле, сукраковская толща		
	№ пробы		
	12470/1	12470/11	П-19/537.3
SiO ₂	72.64	65.70	68.88
TiO ₂	0.60	0.42	0.45
Al ₂ O ₃	14.85	18.18	14.22
Fe ₂ O ₃	0.56	3.96	6.22
FeO	3.45	–	–
MnO	0.08	0.07	0.127
MgO	0.48	0.91	0.57
CaO	0.97	0.48	3.82
Na ₂ O	4.64	8.48	3.99
K ₂ O	3.86	1.46	1.12
P ₂ O ₅	0.068	0.065	0.091
П.п.п.	0.3	0.2	0.4
SUM	101.70	99.93	99.89
Cr	23	24	13
Co	17	17	17
Ni	16	19	21
Cu	20	2	13
Zn	92	75	38
Pb	–	6	37
Rb	6	–	–
Sr	215	102	1049
Zr	172	185	152
Sc	10	5	13
Y	28	28	23
Nb	12	11	6
Ba	2413	830	320
V	347	11	40
U	0.19	–	–
Th	0.11	–	–
La	30.10	8.89	–
Ce	60.1	23.4	–
Pr	7.56	3.51	–
Nd	30.0	14.2	–
Sm	6.23	3.62	–
Eu	1.33	0.70	–
Gd	5.35	3.82	–
Tb	0.84	0.66	–
Dy	4.98	4.40	–
Ho	0.97	1.04	–
Er	2.85	3.38	–
Tm	0.40	0.48	–
Yb	2.74	3.53	–
Lu	0.40	0.49	–

р. Бол. Кумак, располагается толща вулканогенно-осадочных пород с прослоями сургучно-красных яшмоидов. В нижней части толщи в 2001 г., Р.Р. Якуповым, В.Ф. Кондратенко были проведены поиски и сборы конодонтовой фауны, определенной О.В. Артюшковой (Косарев, Артюшкова, 2007). В целом набор конодонтов отличается видовым однообразием, преобладают представители группы *Pol. linguiformis*. В Магнитогорском прогибе они встречаются в комплексах, характеризующих карамалыташскую и ярлыкаповскую свиты в западном борту структуры, что соответствует верхней части эйфельского яруса среднего девона (D₂ef₂).

В скважине 177, пробуренной на правом берегу р. Кумак в пределах Карабутацкой антиклинали, вскрываются вулканогенные толщи джусинского комплекса. На глубинах 258.6–268.0 м здесь встречены прослои серых кремнистых пород, содержащих большое количество радиолярий и конодонтовую фауну. По определениям О.В. Артюшковой конодонты соответствуют зоне *patulus* и характерны для сагитовской толщи Бурибайского рудного района ЗМЗ, залегающей в основании ирендыкской свиты (Стратиграфия..., 1993).

Эти геологические материалы свидетельствуют о том, что джусинский вулканический комплекс одновозрастен ирендыкскому комплексу западного крыла Магнитогорской мегазоны. Он также располагается в верхней части конодонтовой зоны *patulus-partitus* и имеет раннеэйфельский возраст (D₂ef₁).

Нижнезингейский вулканический комплекс (D₂ef₁zg) в последних схемах стратиграфического расчленения геологического разреза ВМЗ (Маслов, Артюшкова, 2010) входит в состав гумбейской свиты, выделенной В.М. Мосейчуком с соавторами³ по материалам ГДП-200 в Гумбейской зоне. Ранее на геологических картах эти отложения относились к ирендыкской свите и датировались поздним силуром–ранним девонem (Плюснина К.П., Плюснина А.А., 1964, 1965). И.В. Жилин, В.В. Бабкин, Ю.С. Емельянов, Ю.Н. Замига, Э.В. Шалагинов при геолого-съемочных работах выделяли толщи предположительно нижнедевонско-эйфельского, нижнедевонского, верхнесилурийско-нижнедевонского, нижнеэйфельского возраста, сопоставимые с толщами ирендыкской свиты ЗМЗ.

По последним данным на правом берегу р. Бол. Караганка, в 4 км западнее пос. Александровский, в составе гумбейской свиты в точке 0710 в верхней части пачки тонкослоистых кремнистых туффитов и яшмоидов мощностью 100–120 м собраны конодонты *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde и

³ Мосейчук В.М., Яркова А.В., Кашина Л.В., Шалагинова Л.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Лист N-40-XXIV (Магнитогорск), 2000. 742 с. Геолфонды, г. Челябинск

другие формы, характерные для карамалыташской и ярлыкаповской свит ЗМЗ (Артюшкова, Маслов, 1998; Маслов, Артюшкова, 2010). Залегающие ниже пачки кремнистых пород пироксен-плагиоклазовые порфиоровые базальты и андезибазальты мы отнесли к нижнезингейскому комплексу и сопоставили с джусинским комплексом ВМЗ и ирендыкским комплексом ЗМЗ. Конодонтовая фауна карамалыташского уровня собрана также в пачках кремнистых пород в районе пос. Зингейский, на правом берегу р. Зингейка в урочище Баранова мельница, на р. Гумбейка в районе пос. Малиновка и Новобуранное (Маслов, Артюшкова, 2010). Во всех этих пунктах ниже кремнистых пород карамалыташско-ярлыкаповского стратиграфического уровня залегают толща эффузивов, вулканических агломератовых брекчий и туфов пироксен-плагиофировых базальтов и андезибазальтов, выделенных в *нижнезингейский* комплекс предположительно раннеэйфельского возраста. Полная идентичность разрезов ранне-го-позднего эйфеля обнаруживается при сопоставлении ЗМЗ и ВМЗ. Мощность геологических разрезов нижнезингейского вулканического комплекса, по данным А.В. Ярковой, оценивается в 950–1500 м (Маслов, Артюшкова, 2010), что вполне сопоставимо с разрезами ирендыкской свиты ЗМЗ.

В северной части ВМЗ, на северо-западном фланге Ахуново-Карагайского гранитного массива, на Буйдинском участке традиционно выделяется поле распространения вулканических пород ирендыкской свиты (Серавкин и др., 2001), которые на юго-восточном фланге в районе “Фермерского хозяйства” залегают со стратиграфическим контактом на нижнедевонских вулканогенно-осадочных отложениях – аналогах мансуровской толщи. В кремнистых породах (фтанитах) кремнисто-базальтовой толщи (D_1), залегающих ниже аналогов мансуровской толщи, собраны и изучены раннедевонские конодонты (Белова и др., 2010), определения В.А. Аристовой и С.В. Дубининой.

Таким образом, отложения ирендыкской свиты на Буйдинском участке подстилаются нижнедевонскими отложениями – аналогами мансуровской и кремнисто-базальтовой толщ эмсского возраста. Отложения ирендыкской свиты перекрываются вулканитами карамалыташской свиты и вулканогенно-осадочными отложениями улутауской свиты. Вулканиты нижнезингейского комплекса в многочисленных точках перекрываются кремнистыми породами и яшмоидами с конодонтовой фауной, характерной для ярлыкаповской и карамалыташской свит (D_2ef_2). Вулканогенные толщ джусинского комплекса также перекрываются яшмоидами с конодонтовой фауной, аналогичной ярлыкаповской и карамалыташской свитам ЗМЗ. В нижней части разреза джусинского комплекса обнаружены конодонты позднего эмса-раннего эйфеля, соответствующие сагитовской толще (Маслов, Артюшкова, 2010). Приведен-

ные сведения показывают (см. рис. 2) сопоставимость джусинского и нижнезингейского комплексов ВМЗ с ирендыкским комплексом ЗМЗ и соответствие их отложениям раннего эйфеля.

ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ДЖУСИНСКОГО И НИЖНЕЗИНГЕЙСКОГО ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Джусинский вулканический комплекс (D_2ef_1dj) состоит из четырех толщ общей мощностью более 1200 м (см. рис. 6). Первая и третья имеют существенно базальт-андезибазальтовый состав, вторая и четвертая сложены преобладающими эффузивами и пирокластолитами дацитового и риолит-дацитового состава. Наиболее детально вулканический разрез изучен на рудном поле месторождения Барсучий Лог и в Карабутакской антиклинали (Рыкус, 1992; Вулканизм..., 1992; Тальнов, 2003). Джусинская вулканическая гряда, сложенная вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами джусинского (D_2ef_1dj) палеовулканического комплекса, прослежена с севера на юг на 80 км, при современной ширине этой структурной зоны 12–13 км (Вулканизм..., 1992; Тальнов, 2003).

В поле развития джусинского вулканического комплекса проведены палеовулканические реконструкции (Рыкус, 1992; Вулканизм..., 1992; Тальнов, 2003). В результате этих работ установлено, что в пределах джусинской вулканической гряды расположены два крупных вулканических сооружения: стратовулканы Джусинский размерами 25×10 км и Барсучий Лог – 20×8 км. Оба стратовулкана вытянуты в субмеридиональном направлении, что свидетельствует об их интенсивных деформациях и значительном (двукратном) сокращении размеров в широтном направлении. Оба стратовулкана рассечены мощными дайковыми поясами. На Джусинском рудном поле это дайки габброидов, диоритов, сиенитов, гранодиоритов (Палеозойский вулканизм..., 1968), на рудном поле Барсучий Лог – афировые диабазы. Ориентировка даек на Джусинском месторождении – ССЗ и СЗ, а на месторождении Барсучий Лог – ССВ. Стратовулканы осложнены локальными эффузивно-пирокластическими постройками кислого состава, с размером основания на стратовулкане Барсучий Лог 1.5–3.0 км (Рыкус, 1992; Вулканизм..., 1992).

Джусинский комплекс в Теренсайском рудном районе залегают (с тектоническим контактом) на метатерригенной андреевской толще (D_1), датированной по хитинозоям Н.М. Заславской (Маслов и др., 1993). На южном фланге Джусинской вулканической гряды вулканиты нижней толщи джусинского комплекса залегают на вулканитах акжарского комплекса позднеэмсского возраста, входящего в состав киембаевской свиты (D_1e_2kb).

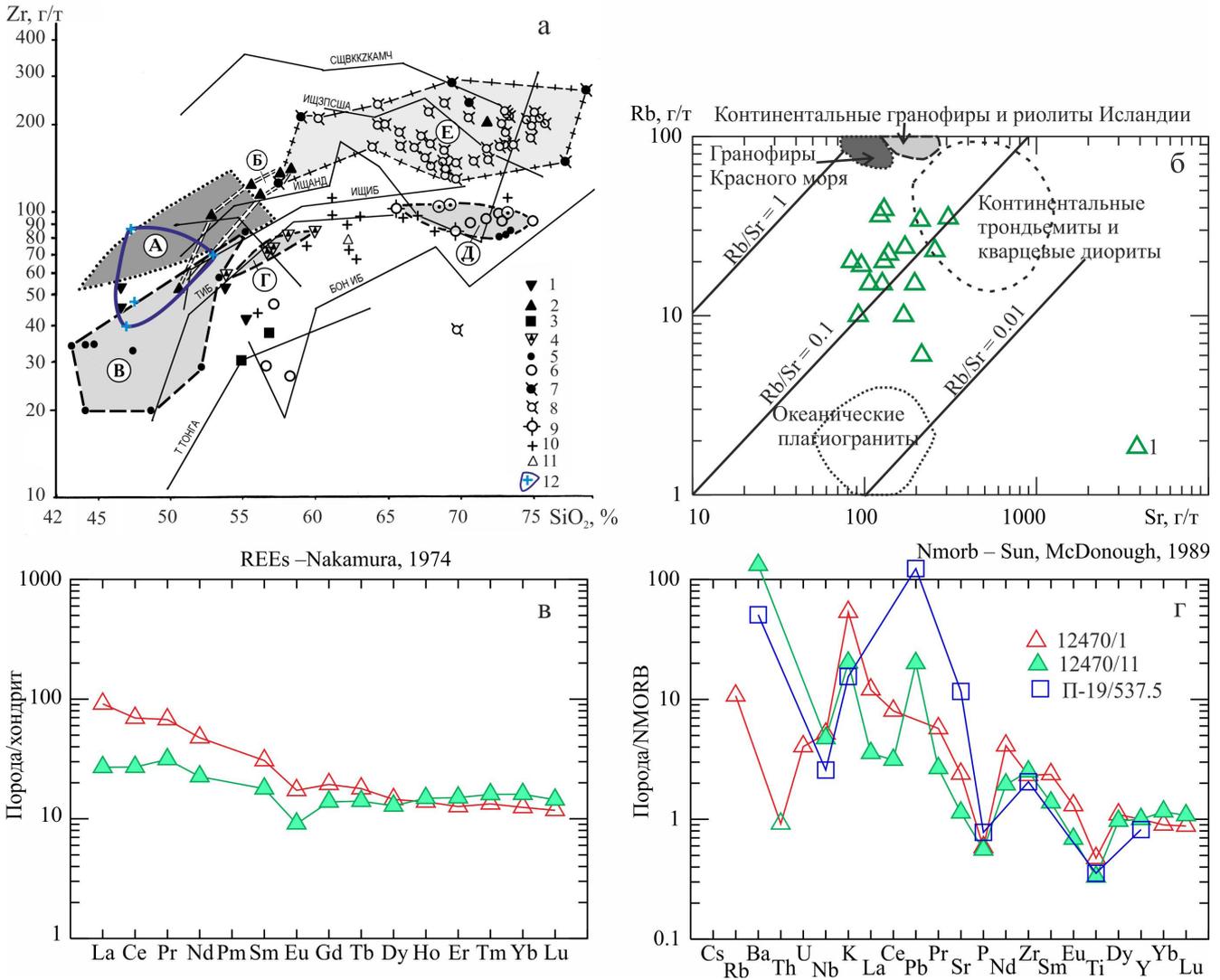


Рис. 5. Распределение элементов.

а – соотношения Zr и SiO₂ в вулканитах ирендыкской свиты. Составлено А.М. Косаревым. 1–2 – Северо-Ирендыкская подзона: 1 – вулканиты Гадельшинского стратовулкана, 2 – вулканиты Файзуллинского участка; 3–11 – Южно-Ирендыкская подзона: 3 – андезитобазальты Карсаклытауско-Кунакайской антиклинали (ir₁₋₂), 4 – кварцевые андезиты и андезитобазальты (ir₁₋₂, ir₄) Подольского рудного поля, 5 – базальты и риодациты (ir₃) Подольского месторождения, 6 – андезиты, дациты, риодациты и риолиты флангов Подольского рудного поля и Суурганского участка (ir₃), 7 – трахиандезиты, трахидациты, риодациты и риолиты (ir₃) Подольского месторождения, 8 – то же, флангов Подольского рудного поля, 9 – дациты и риодациты экструзивно-субвулканические Подольского рудного поля, 10 – интрузивные породы габбро-диорит-плаггиогранитного Подольского комплекса из подрудной зоны месторождения, 11 – вулканиты Ельбашского участка (ir₄); А – поле вулканитов Северо-Ирендыкской подзоны по данным Е.Н. Горожаниной (1991) (контур обозначен точками), Б – поле вулканитов Файзуллинского участка, В – поле базальтов (ir₃) Подольского месторождения, Г – поле кварцевых андезитов и андезитобазальтов (ir₁₋₂, ir₄) Подольского рудного поля, Д – поле кремнекислых пород (ir₃) Подольского рудного поля и Суурганского участка, Е – поле трахиандезитов, трахидацитов, риодацитов и риолитов (ir₃) Подольского рудного поля; 12 – поле составов вулканитов нижнезингейского комплекса ЗМЗ.

б – соотношения Sr и Rb в вулканитах кремнекислого состава сукраковского подкомплекса (Колман, Донато, 1983). 1 – вулканиты северо-восточного сектора Подольского кальдеры-вулкана.

в-г – распределение микроэлементов, нормированных по N-MORB (Nakamura, 1989), и редкоземельных элементов, нормированных по хондриту (Sun, McDonough, 1989), в кислых вулканитах сукраковского трахидацитового комплекса.

Fig. 5. Distribution of the elements.

а – ratio of Zr and SiO₂ in the volcanic rocks of the Irendyk Formation. Compiled by A.M. Kosarev. 1–2 – Northern-Irendyk subzone: 1 – volcanites of Gadelshinsk stratovolcano, 2 – volcanites of Faizullinsky plot; 3–11 – Southern-Irendyk subzone: 3 – andesibasalts of Karsaklytau-Kunakai anticline (ir₁₋₂), 4 – quartz andesites and andesibasalts (ir₁₋₂, ir₄) of Podol'sk ore field, 5 – basalts and rhyodacites (ir₃) of Podol'sk deposit, 6 – andesites, dacites, rhyodacites and rhyolites in the flanks of Podol'sk ore field and Suurgan plot (ir₃), 7 – trachianandesites, trachidacites, rhyodacites and rhyolites of Podol'sk deposit, 8 – the same, from the flanks of the

Podol'sk ore field, 9 – extrusive-subvolcanic dacites and rhyodacites of Podol'sk ore field, 10 – intrusive rocks of gabbro-diorite-plagiogranite Podol'sk complex from the under-ore zone deposit, 11 – volcanites Elbashsky plot (ir_4); A – the field of volcanites of Northern-Irendyk subzone according to E.N. Gorozanina (1991) (the outline is marked by dots), Б – the field of volcanites of Fainzilinsky plot, B – the basalts field (ir_3) in Podol'sk deposit, Г – the quartz andesites and andesibasalts field (ir_{1-2} , ir_4) of Podol'sk ore field, Д – the field of siliceous acid rocks (ir_3) of Podol'sk ore field and Suurgan plot, E – the field of trachianandesites, trachidacites, rhyodacites and rhyolites (ir_3) of Podol'sk ore field; 12 – the field of composition volcanites, Niznezingeisk complex WMZ. б – ratio of Sr and Rb (Kolman, Donato, 1983) in the volcanites of acid composition Sukrakovsk subcomplex. 1 – volcanites of the northern-east sector of Podol'sk caldera-volcano.

в-г – distribution of trace elements, normalized by N-MORB (Nakamura, 1989) and rare earth elements, normalized by chondrite (Sun, McDonough, 1989) in the acid volcanic rocks of Sukrakovsk trachidacites complex.

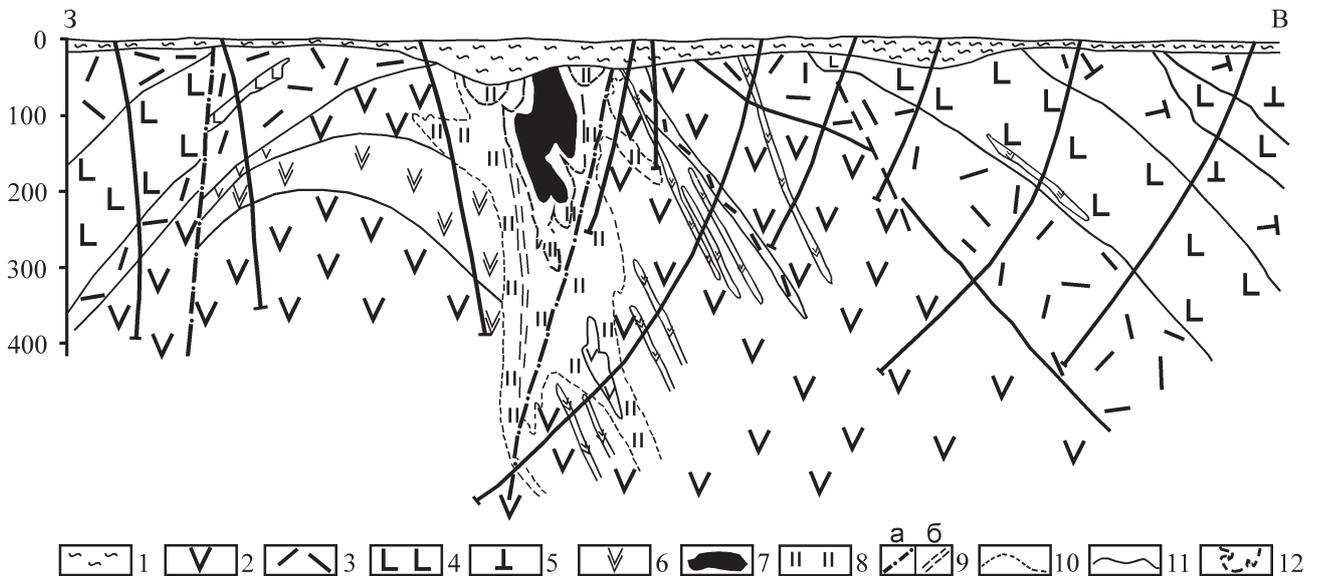


Рис. 6. Геологический разрез месторождения Барсучий Лог (Рыкус, 1992), схематизирован А.М. Косаревым.

1 – рыхлые отложения; 2–5 – джусинский вулканический комплекс ($D_{2ef_1dj_{1-4}}$): 2 – первая толща, лавы и туфы пироксен-плагиоклазовых базальтовых порфиритов (dj_1), 3 – вторая толща, лавы и туфы риодацитовых порфиритов, риодациты (dj_2), 4 – третья толща, лавы и туфы пироксен-плагиоклазовых базальтовых и андезитов-базальтовых порфиритов (dj_3), 5 – четвертая толща, трахидациты и риодациты (dj_4); 6 – габбро-диабазы; 7 – рудные тела месторождения Барсучий Лог; 8 – околорудные кварц-серичитовые метасоматиты; 9 – тектонические нарушения: а – разломы, б – зоны трещиноватости и расланцевания; 10 – границы околорудного метасоматического ореола; 11 – граница толщ и фаций; 12 – предполагаемый контур кислых пород в околорудном ореоле.

Fig. 6. Geological section of Barsuchy Log deposit (Rykus, 1992), schematized by A.M. Kosarev.

1 – loose sediments; 2–5 – Djusinsk volcanic complex ($D_{2ef_1dj_{1-4}}$): 2 – the first strata, lava and tuffs of pyroxene-plagioclase basaltic porphyrites (dj_1), 3 – the second strata, lava and tuffs of rhyodacite porphyrites (dj_2), 4 – the third strata, lava and tuffs of pyroxene-plagioclase basalt and andesite-basaltic porphyrites (dj_3), 5 – the fourth strata, trachidacites and rhyodacites (dj_4); 6 – gabbro-diorites; 7 – ore bodies of deposit Barsuchy Log; 8 – near-ore quartz-sericite metasomatites; 9 – tectonic dislocations: a – faults, б – zone of rock fracture and of strongly foliated; 10 – boundaries of near-ore metasomatic halo; 11 – border of strata and facies; 12 – supposed contour of acid rocks in near-ore halo.

Нижняя толща джусинского комплекса сложена эффузивными базальтами афировыми, базальтовыми и андезибазальтовыми порфиритами плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми. В виде прослоев среди эффузивов присутствуют туфы и гиалокластиты. В верхней части разреза отмечаются кислые породы эффузивной фации.

Вулканические породы второй толщи джусинского комплекса представлены эффузивными кислыми, средними, в меньшей мере основными породами (Тальнов, 2003). В составе толщи, по данным В.Л. Черкасова, И.А. Смирновой (Стратиграфия..., 1993), присутствуют игнимбритовидные

породы, туфолавы, спекшиеся туфы, пемзы. Лавовый материал нередко имеет перлитовую структуру. Большинство перечисленных пород включается в ассоциацию “пирокластических образований”. Следует отметить, что такситовый – эвтакситовый характер вулканических обломочных пород вообще характерен для колчеданоносных вулканических комплексов Южного Урала. Однако выделение субаэральных фациальных типов игнимбритов, туфолав, пемз (Грешнер, 1976) дискуссионно, так как эти образования несут признаки динамометаморфизма и околорудного метасоматоза. Мощность второй толщи в районе место-

рождения Барсучий Лог составляет 200–300 м. На выклинках толща замещается прослоями туфов основного и кислого состава и первая и третья толщи базальт-андезибазальтового состава практически смыкаются.

Третья толща имеет базальт-андезибазальтовый состав и широко распространена в пределах всей Джусинской гряды. Наибольшим распространением в составе этой толщи пользуются эффузивные андезиты-базальтовые и базальтовые пироксен-плагиоклазовые порфириды, их агломератовые и лапиллевы туфы и тефроиды. Присутствуют маломощные прослои яшмоидов и кремнистых туффигов, свидетельствующие о подводном характере накопления вулканогенных толщ. По материалам химических анализов Е.С. Тальнова (2003), в составе толщи наряду с преобладающими базальтами и андезибазальтами присутствуют пикробазальты, андезиты, дациты и риодациты.

В карьере месторождения Барсучий Лог, по нашим наблюдениям, туфы пироксен-плагиоклазовых базальтов и андезибазальтов, часто миндалекаменных, перекрывают массивные полосчатые руды халькопирит-сфалеритового состава и перекрывающие их серицит-кварцевые метасоматиты, развивающиеся по туфам и тефроидам кислого состава.

Четвертая толща, по данным В.Л. Черкасова и И.А. Смирновой (Стратиграфия..., 1993), хорошо обнажена на левобережье р. Кумак в районе аула Джаналык. В нижней части толщи преобладают базокварцевые вулканы кислого, нередко субщелочного состава – дациты, риодациты, кластолавы и туфы того же состава. Эти породы, по нашим данным, очень похожи на близкие по составу вулканы сукраковской толщи (ir_5) Подольского рудного поля ЗМЗ.

Мощность толщи изменяется от 100 до 1000 м на восточном борту Карабутакской антиклинали, что может быть связано с разрывными и пликативными дислокациями. По материалам буровых скважин соотношения вулкаников четвертой и третьей толщ джусинского комплекса стратиграфические.

Таким образом, проявления вулканизма джусинского комплекса имели циклический характер, что прежде всего зафиксировано в чередовании толщ базальт-андезибазальтового и дацит-риодолитового состава, особенно часто в верхних и нижних частях разрезов этих толщ присутствуют пласты андезитов и кислых пород. Эти данные свидетельствуют, скорее всего, о широком участии в петрогенезе процессов кристаллизационной и, возможно, флюидной дифференциации в питающих очагах и подводящих каналах.

Фациальная характеристика нижнезингейского вулканического комплекса ($D_{2ef,zg}$). В составе комплекса главной составляющей являются пироксен-плагиоклаз-порфировые базальты и ан-

дезибазальты, образующие лавовые, лавобрекчиевые пачки, включающие мощные фрагменты разреза, сложенные агломератовыми, лапиллевыми и гравийными литокристаллокластическими туфами, вулканическими брекчиями и тефроидами различной гранулометрии пироксен-плагиоклазовых базальтовых и андезибазальтовых порфиритов. В виде маломощных прослоев, завершающих ритмы вулканизма, вместе с гравийно-псаммитовыми тефроидами присутствуют туффиты, кремнистые туффиты серого, зеленовато-серого, реже желтоватого цветов.

В разрезе нижнезингейского комплекса в районе урочища “Баранова мельница”, на правобережье р. Зингейка, ниже пос. Зингейский, по данным А.В. Ярковой, В.А. Маслова, О.В. Артюшковой (Маслов, Артюшкова, 2010), в нижней части разреза залегает пачка (1) переслаивающихся туффигов, кремнистых туффигов, туфов базальтового и андезибазальтового состава. Мощность отдельных прослоев туфов колеблется от 2 до 5–10 м. Видимая мощность пачки составляет 200 м. Выше залегает пачка пород (2), сложенная эффузивными базальтами, туфами, туффитами и кремнистыми переслаивающимися туффитами темно-серого до черного цвета. Мощность потоков базальтов от 5 до 20 м. Мощность прослоев кремнистых туффигов микроритмичного строения колеблется от 1–2 до 5–6 м. Видимая мощность пачки 220 м.

Еще выше согласно залегает пачка (3) переслаивания кремнистых туффигов серого, черного и темно-вишневого цветов, мелко-псаммитовых туффигов и базальтов. Видимая мощность пачки 250 м. В верхней части ее разреза в темно-серых и темно-вишневых туффитах с радиолариями найдены конодонты зон *australis*, *kockelianus* и *ensensis* (Артюшкова, Маслов, 1998), типичных для карамалыташской свиты ЗМЗ.

На окраине пос. Субутак и в разрезах нижнезингейского комплекса в районе пос. Малиновка и Наваринка преобладают крупнообломочные агломератовые туфы пироксен-плагиоклазовых базальтов и андезибазальтов.

На Буйдинском участке гора с отм. 679, расположенная к северу от пос. Буйды, сложена брекчиями и лавами пироксен-плагиофировых и пироксенпорфировых базальтов. Среди эффузивно-пирокластических образований ирендыкской свиты присутствуют пироксенпорфировые субвулканические габбро. На западном склоне этой горы располагается дайковый пояс, отдельные тела которого сложены пироксенитами и габбро-диабазами с СЗ простиранием (аз. пад. дайки пироксенитов $240^\circ \angle 80^\circ$). Дайка габбро к востоку от пироксенитов имеет СЗ простирание, ее аз. пад. $60^\circ \angle 70^\circ$. На восточном склоне горы с отм. 679 на участке “Фермерское хозяйство” лавово-брекчиевые отложения ирендыкской свиты с нормальным стратиграфи-

ческим контактом залегают на серых кремнисто-обломочных гравелитах и конглобрекциях – аналогах мансуровской толщи (D_{1e_2}). В поле развития аналога мансуровской толщи присутствуют многочисленные выходы пироксен-порфириновых габбро-диоритов, представляющих гипо- и субвулканическую фации ирендыкского комплекса. Ниже по разрезу отложения кремнисто-обломочной толщи залегают на кремнисто-базальтовой толще, в кремнистых породах (фтанитах) которой обнаружены раннедевонские конодонты (Белова и др., 2010). Кремнисто-базальтовую толщу, датированную ранним девонем, скорее всего, следует сопоставлять с киембаевской свитой восточного борта Магнитогорской зоны.

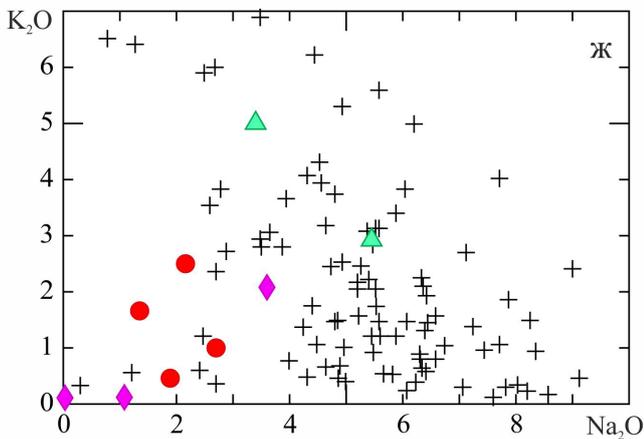
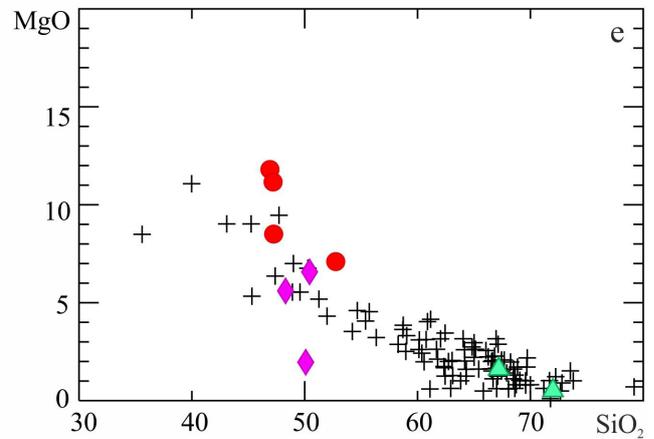
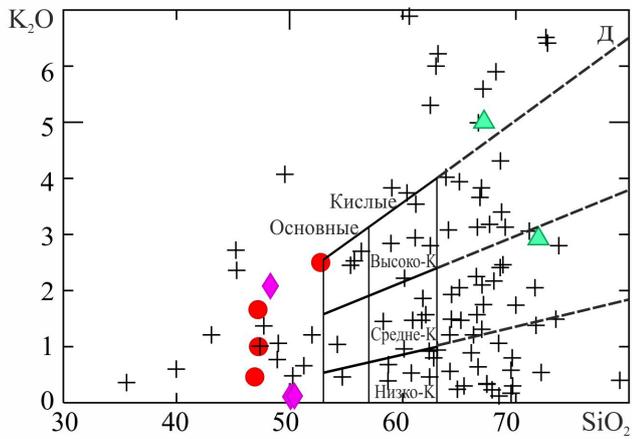
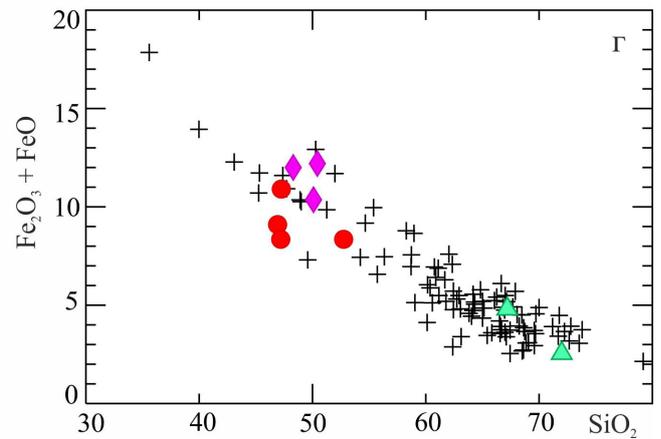
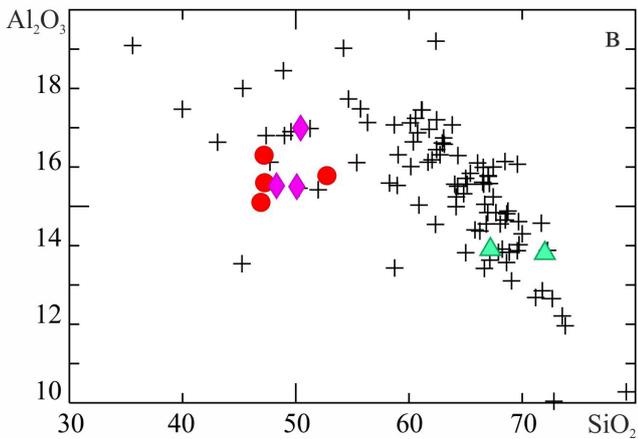
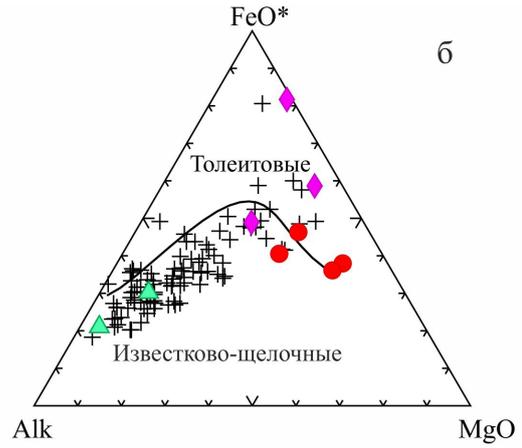
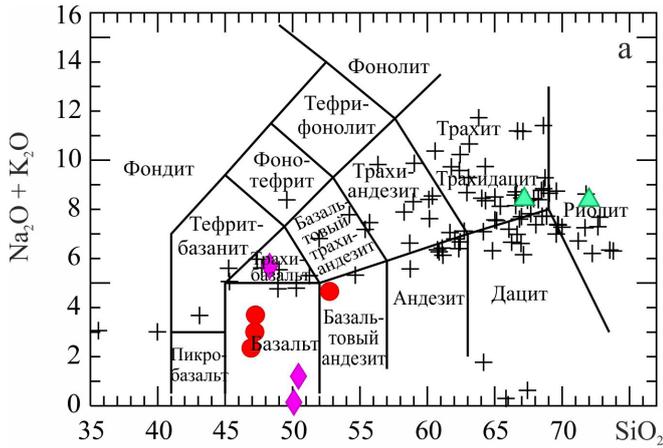
Фациальный анализ геологических разрезов нижнезингейского и одновозрастного ирендыкского палеовулканических комплексов ВМЗ позволяет наметить участки, на которых располагаются фации прижерловой зоны и вулканических конусов. На севере это Буйдинский вулкан, фрагмент которого слагает возвышенность с отметкой 679 м. В его пределах присутствуют субвулканические и гиповулканические тела пироксен-порфириновых габброидов, мощная толща глыбовых брекчий и очень редкие прослойки туфов. По существующим критериям на Буйдинском участке имеет место фрагмент зоны вулканического конуса стратовулкана размером 3×2 км. Жерловая зона, скорее всего, располагалась на южном берегу р. Буйда, где залегают многочисленные тела интрузивных габбро и диоритов.

По сведениям В.М. Мосейчука и др. (2000)³, в гумбейской свите преобладают вулканические фации промежуточной зоны, по-видимому соответствующие подножьям вулканических конусов. Преимущественно лавовые разрезы нижнезингейского комплекса (нижняя толща гумбейской свиты) развиты на р. Куросан выше пос. Горбуновский и восточнее пос. Наваринка. В районе пос. Наваринка и на западной окраине станции Субутак широким распространением пользуются агломеративные крупнообломочные и глыбовые туфы пироксеновых и пироксен-плаггиоклазовых порфиритов, что свидетельствует о наличии в этом районе крупного вулканического сооружения. Грубообломочные туфы, предположительно прижерловой зоны, по данным В.М. Мосейчука, присутствуют в разрезах по р. Хлебinka и Зингейка. На правом берегу р. Куйсак закартированы тела лавобрекчий и кластолав жерловой фации. Таким образом, в поле развития нижнезингейского и ирендыкского вулканических комплексов ВМЗ намечены вулканические сооружения центрального типа Буйдинский, Горбуновский, Наваринский, Зингейский, Куйсакский, которые представляют отщепленный фрагмент тыловодужной (остаточной) островной дуги в пределах ВМЗ.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДЖУСИНСКОГО И НИЖНЕЗИНГЕЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Джусинский базальт-андезит-дацит-риолитовый надсубдукционный вулканический комплекс гомодромного типа обладает повышенной общей щелочностью при наличии пород умеренно-щелочного (субщелочного) и нормального ряда при заметном преобладании первых (рис. 7), составляющих более 80% объема петрохимической выборки (Тальнов, 2003). Вулканиды относятся к низкотитанистому островодужному типу и, по мнению М.В. Рыкуса и И.Б. Серавкина (Рыкус, 1992; Вулканизм..., 1992), принадлежат известково-щелочной калиево-натриевой петрохимической серии. Среди вулканогенных пород повышенной щелочности присутствуют как натриевые ($Na_2O - 4-7$, $K_2O - 0.3-2.5$ мас. %), так и калиево-натриевые ($Na_2O - 3.0-7.7$, $K_2O - 2.6-6.0$ мас. %) разновидности (Тальнов, 2003), которые по формальным признакам можно относить как к калиевым, так и к натриевым сериям (см. рис. 7а, д). Однако, учитывая тренд вторичных преобразований химического состава пород и сопровождающего их привноса выноса компонентов (Косарев, 1992), мы присоединяемся к мнению М.В. Рыкуса (1992) о первичности калиево-натриевого типа пород. Обращает на себя внимание отсутствие в химических составах вулканидов джусинского комплекса тренда накопления железа на диаграмме Миаширо (см. рис. 7б). Эти данные позволяют относить базальт-андезит-дацит-риолитовый джусинский комплекс к шошонитовой петрохимической серии (Богатиков, Цветков, 1988; Фролова, Бурикова, 1997) с наличием тренда переходности к известково-щелочной серии. Ряд субщелочных пород джусинского комплекса от основных к кислым (табл. 3, рис. 7) включает тефриты, абсарокиты, шошониты, латиты, трахиты, трахидациты при наличии и вулканидов нормальной щелочности базальт-андезит-риолитового ряда. К натриевым разновидностям было бы логично добавлять приставку “мета-” и натриевый, к примеру “натриевый металатит”.

На спайдер-диаграмме порода/N-MORB четко проявлены негативные аномалии Ta и Hf и положительные аномалии крупноионных литофильных элементов K, Rb, Ba, Cs, U и Th (рис. 8а). Калий и барий обнаруживают широкий диапазон колебаний концентраций, что, скорее всего, связано с вторичными процессами метаморфизма и метасоматоза и частичным выносом названных элементов из пород. На графике нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ хорошо виден его нисходящий характер (рис. 8б), свидетельствующий об обогащении вулканидов легкими РЗЭ и обеднении их тяжелыми. Отношение La/Yb для ба-



- + 1
- 2
- ◆ 3
- ▲ 4

Рис. 7. Распределение петрогенных оксидов в вулканитах джусинского и нижнезингейского раннеэйфельских вулканических комплексов ВМЗ.

1 – вулканиты базальт-андезит-дацит-риодацитового состава умеренно-щелочной и известково-щелочной серий джусинского комплекса (Вулканизм..., 1993); 2 – вулканиты базальт-андезибазальтового состава нижнезингейского комплекса (ВМ-3/1, ВМ-3/2, ВМ-3/3, ВМ-8/3); 3 – вулканиты основного состава джусинского комплекса месторождения Барсучий Лог и Карабутакской антиклинали (20/184, 20/197.5, КУ-19/3); 4 – вулканиты кислого состава джусинского комплекса (КУ-8, СД-10-59/1) (Косарев, 2007).

Диаграммы: а – $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Gill, 1981); б – AFM; в – $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$; г – $\text{SiO}_2-(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$; д – $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ (Яковлев, 1979); е – SiO_2-MgO ; ж – $\text{N}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$.

Fig. 7. Distribution of major oxides in volcanites of Djusinsk and Niznezingeisk Early Eifelian volcanic complexes EMZ.

1 – volcanites of basalt-andesit-dacite-rhyodacite composition of the moderate-alkaline and calc-alkaline series of Djusinsk complex (Vulkanizm. ..., 1993); 2 – volcanites of basalt-andesibasalt composition of Niznezingeisk complex (BM-3/1, BM-3/2, BM-3/3, BM-8/3); 3 – volcanites of basic composition of Djusinsk complex in Barsuchy Log and Karabutak anticline (20/184, 20/197.5, KU-19/3); 4 – volcanites of acid composition of Djusinsk complex (KU-8, SD-10-59/1) (Kosarev, 2007).

Charts: a – $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Gill, 1981); б – AFM; в – $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$; г – $\text{SiO}_2-(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$; д – $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ (Jakovlev, 1979); е – SiO_2-MgO ; ж – $\text{N}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$.

зальтов джусинского комплекса варьирует от 4.76 до 5.65, что соответствует абсарокитам Камчатки (Петрология..., 1987). Весьма наглядны также соотношения Cr и Ti (Рыкус, 1992), характерные для островодужных комплексов. В проанализированных автором пробах значение отношения Ni/Co составляет 1.47–1.48, что несколько выше, чем в основных породах шошонитовой серии Камчатки (Петрология..., 1987), но входит в зону перекрытия полей фигуративных островодужных и океанических базальтов (Лутц, 1980). В целом джусинский вулканический комплекс имеет геохимические характеристики, позволяющие предполагать его формирование в тыловодужной надсубдукционной зоне.

Повышенную щелочность джусинского комплекса, видимо, можно рассматривать в качестве результата реализации субщелочного геохимического тренда в толщах ирендыкской свиты, связанного с восточным направлением погружения субдуцирующей плиты. Кроме того, эти сведения позволяют сделать вывод, что в верхнеэмско-нижнеэйфельское время Восточно-Магнитогорской островной дуги как самостоятельной структуры не существовало, а Магнитогорская мегазона представляла собой единый вулканический пояс. На его западе во фронтальной части островодужной системы формировался ирендыкский островодужный комплекс развитой островной дуги, включающий толеитовую, известково-щелочную и в небольших объемах умеренно-щелочную петрохимическую серии, исходные расплавы которых выплавлялись над зоной субдукции восточного падения (Косарев и др., 2005). В то же время на востоке возник джусинский (“восточно-ирендыкский”) трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовый надсубдукционный комплекс с примесью пород известково-щелочной серии, обязанный своим составом тыловодужному положению Восточно-Магнитогорской палеовулканической зоны.

Петрохимические и геохимические особенности вулканитов нижнезингейского палеовулканического комплекса. Вулканиты нижнезингейского вулканического комплекса охарактеризованы пятью авторскими химическими анализами петрогенных оксидов и данными ICP MS (ВСЕГЕИ) по микроэлементам (табл. 4). Кроме того, мы использовали средние значения оксидов в базальтах и андезибазальтах гумбейской свиты по материалам ГДП-200 (Мосейчук и др., 2000)³ и аналитические материалы Т.И. Фроловой, И.А. Буриковой (1977). По данным В.М. Мосейчука, базальты гумбейской свиты имеют следующий состав, масс. %: $\text{SiO}_2 - 50.40$; $\text{TiO}_2 - 0.85$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 16.39$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 4.01$; $\text{FeO} - 6.57$; $\text{MnO} - 0.16$; $\text{MgO} - 7.27$; $\text{CaO} - 10.08$; $\text{Na}_2 - 2.85$; $\text{K}_2\text{O} - 1.20$; $\text{P}_2\text{O}_5 - 0.23$ (количество проб – 156).

На диагностических диаграммах $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ все основные породы располагаются в поле нормальной щелочности; на диаграмме AFM фигуративные точки нижнезингейского комплекса соответствуют полям толеитовых и известково-щелочных составов, иногда попадая на разделительную линию петрохимических серий (см. рис. 7а, б). Все дифференциаты от андезибазальтов до риодацитов, по данным В.М. Мосейчука, имеют характеристики известково-щелочной серии.

По содержаниям MgO среди базальтов нижнезингейского комплекса выделяются высокомагнезиальные разновидности (см. табл. 4, рис. 7е) ($\text{SiO}_2 - 46.9-48.0$, $\text{MgO} - 9.04-11.8$ мас %), переходные к пикробазальтам и базальты с нормальной магнезиальностью ($\text{SiO}_2 - 47.25-52.75$, $\text{MgO} - 7.5-8.5$ мас. %), с уклоном по SiO_2 в сторону андезибазальтов. Существенное количество вулканитов с повышенной магнезиальностью в составе нижнезингейского комплекса известно по материалам Т.И. Фроловой, И.А. Буриковой (1977), которые показывают максимум концентраций MgO (8.88 мас. %) для базальтов – аналогов ирендыкской свиты в ВМЗ – по сравнению с ЗМЗ. Те же базаль-

Таблица 3. Химические составы вулканических пород джусинского комплекса (мас. %)**Table 3.** The chemical compositions of volcanic rocks in Djusinsk complex (wt %)

№ п/п	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	3	39.56	0.97	17.73	3.95	10.70	0.24	9.52	6.00	2.52	0.72	0.68
2	1	49.58	0.91	16.90	1.32	5.98	0.14	5.54	6.27	4.31	4.07	0.58
3	1	47.38	1.06	16.80	3.76	7.83	0.13	6.36	6.85	4.96	1.01	0.71
4	2	54.44	0.91	18.40	1.04	7.26	0.21	4.06	2.45	5.80	0.75	0.76
5	1	55.39	0.69	16.10	1.58	8.38	0.19	4.06	2.26	4.73	2.45	0.72
6	2	59.0	0.75	15.92	1.35	5.55	0.16	2.90	2.23	5.75	3.30	0.71
7	1	62.44	0.53	17.20	1.18	3.59	0.10	1.25	2.02	4.93	5.30	0.34
8	1	63.82	0.42	17.07	0.40	4.18	0.06	1.01	1.12	7.71	4.02	0.54
9	1	70.13	0.35	12.89	1.78	1.72	0.05	0.83	2.22	4.58	3.10	0.78
10	1	68.24	0.53	13.91	0.27	3.67	0.11	1.97	1.37	2.49	5.90	0.14

Примечание. 1–10 – вулканы джусинской свиты (Стратиграфия..., 1993): 1 – щелочной пикрит натриевый малокалиевый, 2 – фонотэфрит калиево-натриевый, 3 – трахибазальт натриевый (гавайит), 4 – трахибазальт натриевый (муджерит), 5 – трахиандезибазальт калиево-натриевый (шошонит), 6 – латит, 7–8 – трахиты, 9 – риолит, 10 – трахит.

Note: 1–10 – volcanic rocks of Djusinsk formation (Stratigrafiya..., 1993): 1 – alkaline picrit Na, low-K, 2 – fonotefrit K-Na, 3 – trachybasalt Na (hawaiiit), 4 – trachybasalt Na (mugarite), 5 – trachyandesibasalt K-Na (shoshonite), 6 – latite, 7–8 – trachytes, 9 – rhyolite, 10 – trachyte.

ты нижнезингейского комплекса ВМЗ отличаются от базальтов ЗМЗ пониженной глиноземистостью (Al₂O₃ – 14.47 мас. %), повышенными концентрациями суммарного железа (10.99 мас. %), умеренными натриевостью и калиевостью (Na₂O – 2.23, K₂O – 0.68 мас. %, среднее из 13 проб). По сравнению с базальтами джусинского комплекса базальты нижнезингейского комплекса характеризуются пониженными щелочностью и глиноземистостью, близкой и пониженной суммарной железистостью, калиевостью, натриевостью, близкой и повышенной магниальностью (Фролова, Бурикова, 1977). На спайдер-диаграмме порода/NMORB (см. рис. 8) базальты дают картину, свойственную островодужным вулканикам (Вольнец и др., 1990): хорошо выделяются негативные аномалии Nb, La и Ce, Zr и положительные геохимические аномалии литофильных крупноионных элементов Ba, Rb, Cs, K, Sr, U, Th и рудного элемента Pb.

Отношение La/Yb в базальтах нижнезингейского комплекса варьирует от 3.2 до 5.3, концентрации Ba колеблются от 326 до 1430 г/т. На диаграмме SiO₂–Zr фигуративные точки составов нижнезингейского комплекса занимают позицию, промежуточную между толеитовыми базальтами Подольского рудного поля (ir₃) и известково-щелочными базальтами и андезибазальтами Северо-Ирендыкской зоны (см. рис. 5а). На спайдер-диаграмме порода/хондрит все пробы обнаруживают полого нисходящий характер от ЛРЗЭ к ТРЗЭ, что отражено и в значениях отношения La/Yb. Совокупность фациальных, петро- и геохимических материалов позволяет классифицировать вулканы нижнезингейского комплекса как серию, сочетающую характеристики толеитовой островодужной серии для базальтов и известково-щелочной серии для части базальтов и для более кислых пород.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОЛЧЕДАННЫХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЖУСИНСКОЕ И БАРСУЧИЙ ЛОГ

Колчеданное оруденение Джусинской вулканической гряды представлено средними по запасам колчеданными полиметаллическими с баритом месторождениями. Стратиграфическое положение оруденения определяется раннеэфельским возрастом рудовмещающей формации и приуроченностью рудной залежи ко второй толще кислого состава (Рыкус, 1992; Стратиграфия..., 1993).

Рудное тело *месторождения Барсучий Лог* имеет Z-образную форму с западной вергентностью главных элементов структуры, свидетельствующую о взбросовых или взбросо-левосдвиговых деформациях (Рыкус, 1992). По материалам А.М. Косарева, верхняя часть рудоносной толщи (dj₂) и нижняя часть надрудной толщи (dj₃) в северной стенке карьера интенсивно деформированы. Сжатые складки с размахом крыльев 10–20–40 м нередко осложнены разрывными нарушениями (аз. пад. 145°/70°) северо-восточного, реже северо-западного простирания. На дне карьера на седьмом уступе рудные залежи рассекаются серией даек диабазов с падениями контактов в северо-восточном (аз. пад. 60°/75°) и юго-восточном (аз. пад. 110°/87°) направлениях. Мощность даек 0.5–2.0 м.

В северной стенке карьера месторождения Барсучий Лог в надрудной части разреза над массивными рудами залегает пачка серицит-кварцевых метасоматитов по слоистым песчаникам, алевролитам, игнимбритовидным туфам преимущественно кислого состава с фьямме по рудокластам. Выше метасоматитов с игнимбритовидными туфами залегают рассланцованные брекчии шлаковых ан-

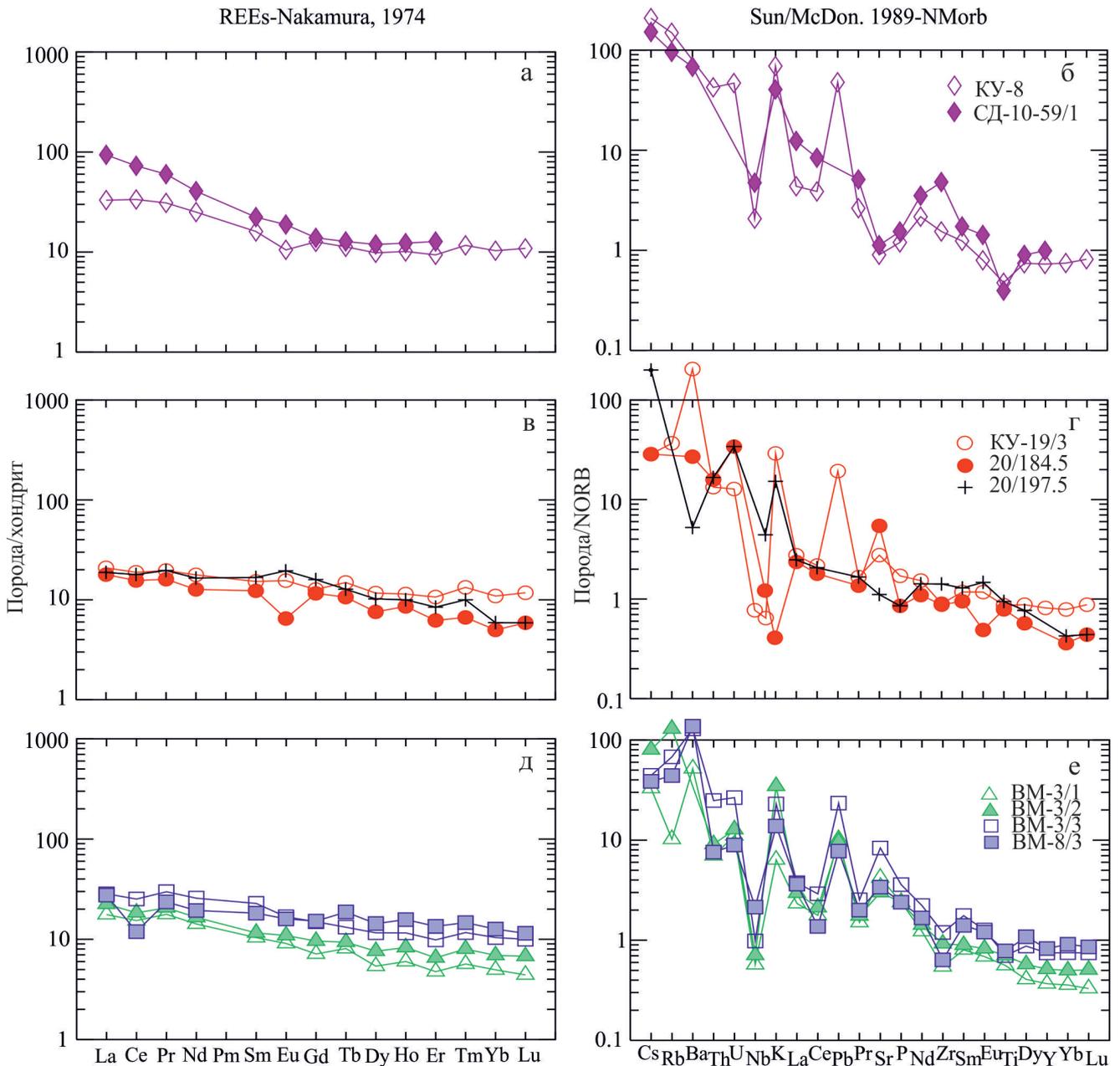


Рис. 8. Распределение микроэлементов, нормированных по хондриту и NMORB (Le Bas et al., 1986; Spadea et al., 2002) в вулканитах джусинского и нижнезингейского вулканических комплексов ВМЗ (аналитические материалы А.М. Косарева).

а, б – вулканиты кремнекислого состава джусинского комплекса; в, г – вулканиты основного состава джусинского комплекса месторождения Барсучий Лог и Карабутакской антиклинали; д, е – вулканиты базальт-андезибазальтового состава нижнезингейского комплекса.

Fig. 8. The distribution of trace elements, normalized by chondrite and N-MORB (Le Bas et al., 1986; Spadea et al., 2002) in the rocks of Djusinsk and Niznezingeisk volcanic complexes EMZ (analytical materials by A.M. Kosarev).

а, б – volcanites of acid composition of Djusinsk complex; в, г – volcanites of basic composition of Djusinsk complex in Barsuchy Log and Karabutak anticline; д, е – volcanites of basalt-andesibasalt composition of Niznezingeisk complex.

дезибазальтов третьей толщи джусинского комплекса. Руды халькопирит-сфалеритовые полосчатые. В одном из пунктов северной стенки карьера непосредственно на поверхности рудного тела за-

легают светло-зеленые песчаники и алевролиты. Контакт ориентирован параллельно полосчатости руды. Приведенные сведения показывают, что рудная залежь находится в основном в пределах вто-

Таблица 4. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в вулканитах джусинского и нижнезингейского вулканических комплексов**Table 4.** The content of major (wt %) and rare (ppm) elements in the volcanic rocks in Djusinsk and Niznezingeisk of volcanic complexes

Компонент	Джусинский комплекс					Зингейский комплекс				
	№ пробы									
	Ку-19/3	20/184.5	20/197.5	Ку-8	СД-10-59/1	ВМ-3/1	ВМ-3/2	ВМ-3/3	ВМ-3/4	ВМ-8/3
SiO ₂	48.30	50.10	50.44	67.20	72.00	46.92	52.75	47.20	48.00	47.25
TiO ₂	1.11	0.97	1.15	0.60	0.50	0.71	0.89	0.89	1.19	0.99
Al ₂ O ₃	15.52	15.50	16.99	13.90	13.80	15.10	15.78	16.30	16.00	15.60
Fe ₂ O ₃	12.00	10.00	12.00	4.80	1.83	4.40	3.35	3.35	3.60	3.80
FeO	–	–	–	–	0.71	4.70	5.00	5.00	6.10	7.10
MnO	0.23	0.36	0.20	0.03	0.07	0.16	0.11	0.17	0.18	0.15
MgO	5.60	8.00	7.20	1.60	0.50	11.80	7.10	11.16	9.04	8.50
CaO	5.68	1.96	6.57	1.13	1.20	11.00	7.00	9.60	8.00	10.40
Na ₂ O	3.60	1.35	4.35	3.40	5.45	1.89	2.16	1.35	1.80	2.70
K ₂ O	2.08	0.03	1.08	5.00	2.92	0.46	2.50	1.66	1.87	1.00
P ₂ O ₅	0.22	0.11	0.12	0.14	0.18	0.28	0.28	0.42	0.28	0.28
П.п.п.	6.02	–	–	1.52	1.48	3.00	3.28	3.10	3.86	2.38
SUM	100.36	–	–	99.32	99.84	100.42	100.20	100.20	99.92	100.15
Cr	112.0	17.0	75.7	31.0	18.1	531.0	59.8	87.6	–	391
Co	25.30	34.00	33.70	4.34	1.33	42.50	41.70	41.80	–	52.60
Ni	49.9	50.0	50.0	20.8	11.9	118.0	41.1	87.9	–	147.0
Cu	50.10	–	–	59.10	7.16	79.10	118.00	97.40	–	119.00
Zn	229.0	160.0	210.0	53.2	38.2	58.5	66.0	92.9	–	139.0
Pb	5.75	–	–	14.3	–	3.06	2.89	7.02	–	2.33
Rb	20.60	–	–	83.30	53.70	5.71	72.30	38.00	–	24.70
Sr	249.0	490.0	100.0	81.1	101.0	377.9	270.0	751.2	–	305.4
Zr	66.5	65.0	105.0	114.0	355.0	40.3	68.3	88.4	–	47.1
Sc	–	35.10	43.90	10.90	–	5.82	7.40	9.38	–	9.09
Y	22.8	–	–	20.4	27.7	10.3	14.4	20.9	–	23.1
Nb	1.77	–	–	4.82	11.00	1.33	1.65	2.29	–	4.99
Ba	1290	170	33	–	428	326	1430	814	–	864
V	–	–	–	–	–	265	232	307	–	267
U	0.64	1.60	1.611	2.20	–	0.52	0.60	1.25	–	0.42
Th	1.61	1.93	1.99	5.09	–	0.84	1.09	2.98	–	0.91
La	6.90	5.93	6.24	10.90	30.90	5.82	7.40	9.38	–	9.09
Ce	16.3	13.5	15.5	29.0	63.0	13.3	15.9	21.8	–	10.3
Pr	2.20	1.79	2.22	3.47	6.72	1.99	2.31	3.34	–	2.64
Nd	11.20	7.99	10.40	15.80	25.60	8.95	10.40	16.20	–	12.20
Sm	3.07	2.46	3.43	3.26	4.54	2.11	2.35	4.63	–	3.70
Eu	1.21	0.47	1.49	0.81	1.45	0.70	0.84	1.29	–	1.23
Gd	3.49	3.20	4.43	3.49	3.83	1.97	2.65	4.13	–	4.19
Tb	0.65	0.47	0.63	0.53	0.60	0.38	0.44	0.62	–	0.88
Dy	3.96	2.61	3.48	3.37	4.09	1.85	2.61	3.98	–	4.92
Ho	0.83	0.56	0.71	0.71	0.86	0.42	0.58	0.81	–	1.10
Er	2.41	1.40	1.86	2.11	2.87	1.07	1.47	2.22	–	3.03
Tm	0.37	0.20	0.26	0.35	–	0.17	0.24	0.35	–	0.44
Yb	2.39	1.05	1.31	2.27	–	1.09	1.52	2.29	–	2.78
Lu	0.35	0.17	0.20	0.37	–	0.15	0.23	0.34	–	0.39
As	2.73	–	–	–	–	1.17	1.17	1.72	–	1.38
Ta	–	0.23	0.76	–	–	–	–	–	–	–

рой (кремнекислой) толщи джусинского комплекса. Не исключено, что значительная часть объема воронкообразной структуры, выполненной серицит-кварцевыми метасоматитами и вмещающей рудное тело (см. рис. б), сформировалась также за счет деформированных, измененных в процессе

рудотложения, кремнекислых пород эффузивно-пирокласто-лавокласто-тефроидных фаций.

На месторождении Барсучий Лог в зоне залегания главного рудного тела распространена полосчатость с крутыми, параллельными контактам рудного тела с вмещающими породами, элементами зале-

гания (Тальнов, 2003). Происхождение полосчатости дискуссионно, так как в этих структурных и тектонических элементах запечатлена длительная и полигенная история их формирования. На раннем этапе – это слоистость, обусловленная различиями размеров и состава кристаллолитокластических и рудных фрагментов в отдельных слоях, включая рудные слои, возникшие в ходе гидротермально-осадочного и подводного экзогенно-терригенного процессов (Масленников, 2006). На поздней стадии формирования полосчатых структур и текстур на первичные структуры накладываются проявления метасоматоза и динамометаморфизма (Пшеничный, 1975).

Джусинское колчеданное полиметаллическое месторождение располагается, по данным В.Л. Черкасова и др. (Медноколчеданное месторождения..., 1988), в жерловой зоне одноименного деформированного стратовулкана. Рудовмещающими являются вулканы второй кислой толщ джусинского комплекса, представленные туфами, кластолавами, туфолавами, лавами и игнимбритовидными туфами кислого состава. Залегание рудных тел, субсогласное с вмещающими вулканидами (угол падения 60–70° к западу), устанавливается по прослоям вулканогенно-осадочных пород в надрудной толще. Месторождение представлено 16 рудными телами линзовидной и лентообразной формы. Главную массу руд составляет пирит (60–90%), кроме которого присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды. Нерудные минералы – кварц, кальцит, барит, серицит, хлорит. Залежи серноколчеданных руд и мелкие тела колчеданно-полиметаллических руд прослежены скважинами до глубины 1000 м. Анализ приразломных складок Теренсайского разлома позволил Г.Ф. Яковлеву (1979) сделать вывод о преобладающих левых сдвиги-взбросовых деформациях в пределах Теренсайского разлома.

На месторождении широко развиты субвулканические породы дорудной (1), синрудной (2) и пострудной (3) генераций, представленные: 1 – габбро-диабазы, диабазы, липарито-дацитами, трахидацитами; 2 – диабазы, диабазовыми порфиритами, габбро-диабазы; 3 – габбро-диабазы, диоритами, гранодиоритами. В рудной зоне Джусинского месторождения эти интрузии образуют субсогласные с рудными телами и рудовмещающими породами залежи, создавая сложную картину разновозрастных породных и минеральных ассоциаций (Палеозойский вулканизм..., 1968).

Соотношения рудогенных элементов в рудах колчеданных полиметаллических месторождений Теренсайского рудного района выглядят следующим образом: Pb : Cu : Zn – 1.00 : 5.10 : 5.25. На Джусинском месторождении – Cu : Zn – 1.57 : 1.00, месторождении Барсучий Лог – Cu : Zn – 0.61 : 1.00. Очевидны лишь повышенные запасы Pb, а соотношения Pb : Cu : Zn подвержены широким колебани-

ям, что, видимо, характерно для уральских колчеданных барит-полиметаллических месторождений.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

Поперечная петролого-геохимическая и металлогеническая зональность Магнитогорской мегазоны имеет черты, характерные и для других вулканических поясов, включая современные (Косарев, Серавкин, 1994; Косарев и др., 2014; Серавкин, 2010). Формационный и металлогенический надсубдукционные ряды ЗМЗ в петролого-геохимических характеристиках имеют следующий вид: 1–3 – фронтальная островная дуга: 1 – апогарцбургитовые серпентиниты и вулканы толеит-бонинитовой серии с оруденением Co-Cu-колчеданного типа (D_{1e}, Ишкенинское, Ивановское месторождения), 2 – вулканы толеит-бонинитовой серии и кислые вулканы известково-щелочной серии (D_{1e1}), содержащие колчеданное оруденение уральского типа Cu > Zn (Юбилейное месторождение), 3 – вулканы базальт-андезит-дацит-риодацитового состава магнезиальной известково-щелочной серии (D_{1e2}), содержащие колчеданное оруденение уральского типа Cu > Zn (Маканское, Октябрьское, Гайское месторождения) и баймакского типа (Zn > Cu); 4 – развитая островная дуга – вулканы островодужной толеитовой, переходной от толеитовой островодужной к известково-щелочной и известково-щелочной глиноземистой серий (D_{2ef1g1-4}); в пределах Подольского кальдеры-вулкана возникла непрерывная гибридная серия, толеитовая островодужная и переходная от толеитовой к известково-щелочной с оруденением уральского типа (Cu > Zn) (Подольское, Северо-Подольское месторождения); 5 – тыловая островная дуга – к этой геодинамической единице относятся верхние толщи ирендыкской свиты, имеющие характеристики субщелочных серий (Косарев и др., 2005); на юге Ирендыкской зоны в пределах Подольского кальдеры-вулкана возник восточно-подольский (сукраковский) трахидацитовый подкомплекс, слабо измененные кремнекислые породы которого относятся к калиево-натровой известково-щелочной и умеренно-щелочной сериям; эти вулканы вмещают Восточно-Подольское барит-полиметаллическое колчеданное месторождение. Сукраковский вулканический подкомплекс и барит-полиметаллическое Восточно-Подольское колчеданное месторождение завершают формационный и металлогенический ряд ЗМЗ, соответствующий геодинамическим обстановкам, переходным от развитой островной дуги к тыловой.

В пределах ВМЗ известен джусинский комплекс, раннеэйфельский возраст которого установлен по конодонтовой фауне О.В. Артюшковой (Косарев, Артюшкова, 2007). Колчеданное оруденение (месторождения Барсучий Лог и Джусинское) и химизм кислых пород джусинского комплек-

са аналогичны Восточно-Подольскому месторождению и сукраковскому подкомплексу. Предполагается (Косарев, Артюшкова, 2007), что джусинский и расположенный севернее нижнезингейский вулканические комплексы являются фрагментами остаточной тыловой островной дуги, образовавшейся в результате расщепления тыловодужной системы в позднем эйфеле и последующего формирования внутридугового спредингового бассейна и рифтогенного карамалыташского вулканического комплекса позднейфельского возраста, содержащего колчеданные месторождения уральского типа с преобладанием Zn. Карамалыташский комплекс расклинивает и осложняет металлогеническую зону с барит-полиметаллическим колчеданным оруденением: Восточно-Подольское барит-полиметаллическое месторождение осталось на западном плече рифтовой зоны, а полиметаллические месторождения Джусинское и Барсучий Лог расположены на восточном плече той же рифтовой зоны в разрезе остаточной (отщепленной) островной дуги.

Известково-щелочной и шошонитовый геохимический типы вулканических серий сукраковского подкомплекса, джусинского и нижнезингейского вулканических комплексов предполагают их тыловодужную геодинамическую позицию (Авдейко и др., 2006; Богатиков, Цветков, 1988; Рингвуд, 1981) и, соответственно, значительные глубины формирования исходных расплавов. Скорее всего, магмообразование происходило в нижней, обогащенной калием, части верхней мантии. Формирование шошонит-латитовых расплавов, по мнению О.А. Богатикова и др. (Богатиков, Цветков, 1988), требует присутствия мантийных существенно калиевых флюидов в области генерации магм. Такие флюиды могли возникнуть при частичной дегидратации флогопита, происходящей при давлениях 4–5 ГПа, предположительно на глубинах 140–170 км, в процессе дальнейшего погружения слэба в мантию. Расстояния между колчеданными месторождениями в субширотной цепочке (Косарев, Серавкин, 1994) – Ивановское (Co-Cu-колчеданное) – Бурибаевское (Cu > Zn) – Мокан-Октябрьское (Cu > Zn) – Подольское (Cu > Zn) – Восточно-Подольское (барит-полиметаллическое Zn-Cu-Pb) – составляют 17, 11, 9, 5 км. Можно предположить, что тенденция с уменьшением расстояния между месторождениями, залегающими в разнотипных вулканических комплексах, “омолаживающихся” по возрасту в направлении падения палеозоны субдукции с запада на восток, связана с увеличением угла наклона погружающейся субдукционной плиты. Увеличение могло быть связано с существенным возрастанием плотности плиты в результате эклогитизации базитов, что характерно для тыловых зон островных дуг (Авдейко и др., 2006; Рингвуд, 1981).

ВЫВОДЫ

Таким образом, на основании имевшихся ранее и новых геологических и фаунистических материалов (Стратиграфия..., 1993), по Международной стратиграфической шкале 1989 г., наиболее вероятный вариант сопоставления эмско-нижнеэйфельских вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ западного и восточного бортов Магнитогорского мегасинклиория (мегазоны, синформы) представляется в следующем виде.

1. В период от раннего до позднего эмса Западно-Магнитогорская зона развивалась в режиме фронтальной островной дуги (баймак-бурибаевский и верхнетаналыкский комплексы) над зоной субдукции восточного падения (Косарев и др., 2005; Вулканизм..., 1992; Spadea et al., 2002). В Восточно-Магнитогорской зоне в то же время формировался Киембаевский окраинный тыловодужный спрединговый бассейн вначале с корой субконтинентального типа (Джаилганский умеренно-щелочной, D_{1e1}) (Косарев, 2007), а затем с корой субокеанического типа (киембаевский и акжарский комплексы D_{1e2}) субокеанических базальтов-риолитов (Вулканизм..., 1992).

2. В начале эйфеля в Западно-Магнитогорской зоне накапливалась островодужная (развитой островной дуги) надсубдукционная ирендыкская формация. В Восточно-Магнитогорской зоне в позднем эмсе Киембаевский окраинный бассейн “отмирает” в связи с тем, что “ирендыкская” субдуцирующая плита достигает Джусинско-Домбаровской зоны. В ней начался островодужный надсубдукционный вулканизм шошонитовой серии, сформировавший джусинский комплекс, сопоставимый с субщелочными толщами верхов разреза ирендыкской формации (Косарев и др., 2005). Сопоставимость стратиграфического положения джусинского комплекса ВМЗ с ирендыкским ЗМЗ определяется комплексами конодонтовой фауны, собранной и определенной О.В. Артюшковой с коллегами в разрезе западного крыла Карабутацкого поднятия (пос. Ащилысай) и в разрезе (скв. 177) карабутацкого комплекса.

3. Базальт-риолитовая формация, расположенная на западном крыле Карабутацкой антиклинали выше вулканогенно-осадочных пород, содержащих эйфельскую конодонтовую фауну, сопоставляется с карамалыташской свитой Западно-Магнитогорской зоны. Таким образом, на фланге Карабутацкого поднятия располагается восточное крыло карамалыташского (D_{2ef}) внутридугового спредингового бассейна, возникшего в результате расщепления ирендыкской островной дуги.

4. Сукраковский палеовулканический подкомплекс, вмещающий Восточно-Подольское месторождение, одновозрастен и по петрохимическим особенностям аналогичен кислым породам джу-

синского комплекса ВМЗ. По совокупности петрохимических и геохимических характеристик кислые породы *сукраковской толщи* ($D_2ef_1ir_3$) относятся к переходному типу от высококальциевой известково-щелочной серии к шошонитовой; *джусинского комплекса* – к шошонитовой серии с известково-щелочным и щелочным уклонами; *нижнезингейского комплекса* – к известково-щелочной серии.

5. Среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород *сукраковской толщи* (ir_3) залегают рудные пластовые тела барит-полиметаллического Восточно-Подольского колчеданного месторождения, близкого по масштабу и составу к месторождениям ВМЗ Барсучий Лог и Джусинскому.

6. Совокупность сведений о возрасте вулканитов и химизме руд Восточно-Подольского месторождения и колчеданно-полиметаллических месторождений Барсучий Лог и Джусинское является дополнительным обоснованием внутридугового характера карамалыташского спредингового бассейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ПРАН-№ 5, совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-5-1022.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. (2006) Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы. *Петрология*, 14(3), 248-265.
- Артюшкова О.В., Маслов В.А. (1998) Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 156 с.
- Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дегтярев К.Е. (2010) Раннедевонские надсубдукционные офиолиты в структуре Южного Урала. *Геотектоника*, (4), 39-64.
- Бобохов А.С., Горожанин В.М., Кузьмин С.А. (1989) Стронциево-изотопные данные для кислых вулканитов Магнитогорского мегасинклинария Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 24 с.
- Богатиков О.А., Цветков А.А. (1988) Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 248 с.
- Вольнец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н. (1990) Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка). *Геология и геофизика*, (5), 3-13.
- Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. (1992) Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 197 с.
- Гаськов И.В. (2015) Особенности развития колчеданных рудно-магматических систем в островодужных обстановках Рудного Алтая и Южного Урала. *Литосфера*, (2), 17-39.
- Горожанин Е.Н. (1991) Ирландский островодужный (порфириновый) комплекс среднего девона Южного Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 22 с.
- Грешнер С.Г. (1976) Атлас вулканических обломочных пород колчеданных рудных полей Южного Урала. М.: Наука, 144 с.
- Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. (2001) Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 315 с.
- Колман Р.Г., Донато М.М. (1983) Еще раз об океанических плагиогранитах. *Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы*. (Под ред. Ф. Баркера). М.: Мир, 118-130.
- Колчеданные месторождения мира. (Бородаевская М.Б., Горжевский Д.И., Кривцов А.И., Ручкин Г.В., Скрипченко Н.С., Твалчрелидзе Г.А., Яковлев Г.Ф.). (1979) Под ред. акад. В.И. Смирнова. М.: Недра, 284 с.
- Косарев А.М. (1975) О кислых вулканогенных породах калинатрового ряда на западном крыле Магнитогорского мегасинклинария. *Силуро-девонский вулканизм Южного Урала*. Уфа: БФАН СССР, 125-132.
- Косарев А.М. (1992) О петрохимических и геохимических критериях рудоносности вулканогенных формаций. *Вопросы геологии, минералогии, геохимии и полезных ископаемых Южного Урала*. Уфа: БНЦ УрО РАН, 4-19.
- Косарев А.М. (2007) Умеренно-щелочной и щелочной вулканизм раннеэмского времени на Южном Урале: геохимические особенности и геодинамические реконструкции *Литосфера*, (6), 54-71.
- Косарев А.М., Артюшкова О.В. (2007) Джусинский палеовулканический комплекс: стратиграфическое положение, геохимические особенности, геодинамические реконструкции. *Геологический сборник*. Вып. 6. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 174-180.
- Косарев А.М., Лазаренко Ю.С. (1987) Химизм кислых калиево-натриевых пород *сукраковской толщи* в связи с их постмагматическими изменениями. *Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала*. Уфа: БФАН СССР, 40-52.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2005) Петролого-геохимические особенности раннедевонской зоны в геодинамическом контексте. *Литосфера*, (4), 22-42.
- Косарев А.М., Серавкин И.Б. (1994) Колчеданосные островные дуги Южного Урала и модель малоглубинных плюмов. Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Тез. докл. I **Всерос. металлогенического совещ.** Екатеринбург: УрО РАН, 197-198.
- Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. (2014) Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданосной мегазоны на Южном Урале. *Литосфера*, (2), 3-25.
- Лутц Б.Г. (1980) Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 247 с.
- Лядский П.В. (1985) Некоторые закономерности в развитии рудообразующих систем южной части восточного борта Магнитогорского прогиба. *Региональная металлогения Урала и связь оруденения с глубинным строением*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 124-127.
- Масленников В.В. (1999) Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 348 с.

- Масленников В.В. (2006) Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 384 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010) Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 288 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение (Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Исмагилов М.И. и др.) (1988) Свердловск: УрО АН СССР, 241 с.
- Плюснин К.П., Плюснина А.А. (1964) Объяснительная записка к геологической карте СССР. Сер. Южно-Уральская. N-40-XXIV. 1 : 200 000. М.: Недра, 104 с.
- Плюснин К.П., Плюснина А.А. (1965) Объяснительная записка к геологической карте СССР. Сер. Южно-Уральская. N-40-XXX. 1 : 200 000. М.: Недра, 91 с.
- Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала (1968) (Под ред. Г.Ф. Яковлева). М.: Изд-во Моск. ун-та, 291 с.
- Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. (О.А. Богатиков, Г.П. Авдейко, Ю.И.Дмитриев, А.А.Цветков (1987) М.: Наука, 335 с.
- Пшеничный Г.Н. (1975) Условия формирования руд месторождений колчеданной формации Южного Урала. *Силуро-девонский вулканизм Южного Урала*. Уфа: БФАН СССР, 148-159.
- Рингвуд А.Е. (1981) Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 584 с.
- Рыкус М.В. (1992) Вулканизм и металлогения Джусинско-Домбаровского палеовулканического пояса Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО РАН, 172 с.
- Серавкин И.Б. (1986) Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 268 с.
- Серавкин И.Б. (2010) Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. Уфа: АН РБ; Гилем, 284 с.
- Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. (2001) Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 318 с.
- Сопко П.Ф., Серавкин И.Б., Бобохов А.С., Косарев А.М. (1983). Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения Уфа: Изд. БФАН СССР, 116 с.
- Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. (Маслов В.А., Черкасов В.А., Тищенко В.Т. и др.) (1993) Уфа: УНЦ РАН, 217 с.
- Тальнов Е.С. (2003) Особенности эволюции палеозойского вулканизма и колчеданного оруденения Южного Урала (на примере Джусинской островодужной системы). *Тр. НИИГео СГУ им. Н.Г. Чернышевского*. Нов. сер. Т. XV. Саратов: Научная книга, 175 с.
- Франклин Дж.М., Лайдон Дж.У., Сангстер Д.Ф. (1984) Колчеданные месторождения вулканической ассоциации. *Генезис рудных месторождений*. Пер. с англ. Т. 2. М.: Мир, 39-252.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1977) Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: МГУ, 266 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1997) **Магматические формации современных геотектонических обстановок**. М.: МГУ, 320 с.
- Эварт А. (1983) Минералогия и химизм третичных и современных дацитовых, латитовых, риолитовых и родственных салических вулканитов. *Тронджемиты, дациты и связанные с ними породы*. (Под ред. Ф. Баркера) М.: Мир, 19-98.
- Яковлев Г.Ф. (1979) Вулканогенные структуры рудных полей. *Геология рудных месторождений*, (3), 3-18.
- Gill J. (1981) *Orogenic andesites and tectonics*. Berlin, Springer Verlag, 538 p.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, **27**(3), 745-750.
- Nakamura N. (1989) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Magmatism in the Oceanic Basins: Geol. Soc. Spec. Publ.*, **38**(5), 757-775.
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. (2002) Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc Complex. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph*. No. 132, 101-134.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Oceanic Basins: Geol. Soc. Spec. Publ.*, (42), 313-345.

REFERENCES

- la) [Geosynclinal volcanism on the eastern slope of the Southern Urals]. Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 266 p. (In Russian)
- Frolova T.I., Burikova I.A. (1997) *Magmaticheskie formatsii sovremennykh geotektonicheskikh obstanovok*. [Magmatic Formations of Modern Geotectonic Environments]. Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 320 p. (In Russian)
- Gas'kov I.V. (2015) Specific features of base metal massive ore-magmatic systems development in the island arc environments of Rudny Altai and Southern Urals. *Litosfera*, (2), 17-39. (In Russian)
- Gill J. (1981) *Orogenic andesites and tectonics*. Berlin: Springer Verlag, 538 p.
- Gorozhanina E.N. (1991) *Irendykskii ostrovoduzhnyi (porfiritovyyi) kompleks srednego devona Juzhnogo Urala* Avtoref. dis. ... kand. geol.-min. nauk. [Irendyk island arc (porphyry) complex of the Middle Devonian of the Southern Urals. Cand. geol and min. sc. diss.]. Sverdlovsk, 22 p. (In Russian)
- Greshner S.G. (1976) Atlas vulkanicheskikh oblomochnykh porod kolchedannykh rudnykh poley Juzhnogo Urala [Atlas of clastic volcanic rocks of base metal massive sulphide ore fields of Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 144 p. (In Russian)
- Kolchedannyye mestorozhdeniya mira (Borodaevskaya M.B., Gorzhevskiy D.I., Krivtsov A.I., Ruchkin G.V., Skripchenko N.S., Tvalchrelidze G.A., Yakovlev G.F. (1979). (Ed. V.I. Smirnov). [Base metal massive sulfide deposits of the World (Ed. V.I. Smirnov)] Moscow, Nedra Publ., 284 p. (In Russian)
- Kolman R.G., Donato M.M. (1983) Once again about oceanic plagiogranites. *Trondhjemite, dacite i svyazannyye s nimi porody* (Ed. F. Barker). [Trondhjemites, dacites and associates rocks (Ed. F. Barker)] Moscow, Mir Publ., 118-130. (In Russian)
- Kosarev A.M. (1975) On acidic volcanic rocks K-Na series on the west wing of the Magnitogorsk megasynclinorium. *Siluro-devonskiy vulkanizm Juzhnogo Urala* [Silurian-Devonian volcanism of Southern Urals]. Ufa, BFAN SSSR Publ., 125-132. (In Russian)
- Kosarev A.M. (1992) On petrochemical and geochemical criteria of ore-bearing volcanic formations. *Voprosy geologii, mineralogii, geokhimii i poleznykh iskopayemykh Juzhnogo Urala* [Problems of Geology, Mineralogy, Geochemistry and Mineralisation of Southern Urals]. Ufa, BNTs UrO RAN Publ., 4-19. (In Russian)
- Kosarev A.M. (2007) Subalkaline volcanism of the Lower Emsian of the Southern Urals: geochemical peculiarities and geodynamic reconstructions. *Litosfera*, (6), 54-71. (In Russian)
- Kosarev A.M., Artyushkova O.V. (2007) Dzhusinskii paleovolcanic complex: stratigraphic position, geochemical features, geodynamic reconstruction. *Geologicheskii sbornik*. V. 6. Ufa, IG UNTs RAN Publ., 174-180. (In Russian)
- Kosarev A.M., Lazarenko Yu.S. (1987) The chemistry of acid potassium-sodium rocks sukrovskaya strata due to their postmagmatic changes. *Mikroelementy v magmaticheskikh, metamorficheskikh i rudnykh formatsiyakh Urala* [Microelements in magmatic, metamorphic and ore-bearing formations of the Urals]. Ufa, BFAN SSSR Publ., 40-52. (In Russian)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2005) Petrological-geochemical features of the Early Devonian-Eifelian island-arc volcanics of the Magnitogorsk zone in a geodynamic context. *Litosfera*, (4), 22-42. (In Russian)
- Kosarev A.M., Seravkin I.B. (1994) Massive sulfide island arcs of the Southern Urals and model shallow plumes. *Metallogeniya skladchatykh sistem s pozitsii tektoniki plit*. Tez. dokl. I Vseros. Metallogenicheskogo sov. [Metallogeny of folding systems from plate-tectonic position. Materials 1st All-Russian metallogenic conference] Ekaterinburg UrO RAN Publ., 197-198. (In Russian)
- Kosarev A.M., Seravkin I.B., Holodnov V.V. (2014) Geodynamic, petrological and geochemical aspects of zoning Magnitogorsk pyrite Megazone in Southern Ural. *Litosfera*, (2), 3-25. (In Russian)
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27(3), 745-750.
- Ljadskiy P.V. (1985) Some regularities in the development of ore-forming systems of the southern part of the eastern side of the Magnitogorsk depression. *Regional'naya metallogeniya Urala i svyaz' orudneniya s glubinnym stroeniem* [Regional metallogeny of the Urals and connection of mineralization with deep structure]. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 124-127. (In Russian)
- Lutts B.G. (1980) Geokhimija okeanicheskogo i kontinental'nogo magmatizma [Geochemistry of oceanic and continental magmatism]. Moscow, Nedra Publ., 247 p. (In Russian)
- Maslennikov V.V. (1999) Sedimentogenez, gal'miroliz i ekologiya kolchedanonykh paleogidrotermal'nykh poley (na primere Juzhnogo Urala) [Sedimentogenesis, Halmyrolysis and Ecology of Sulphide Bearing Paleohydrothermal Fields]. Miass, Geotur Publ., 348 p. (In Russian)
- Maslennikov V.V. (2006) Litogenez i kolchedanoobrazovanie [Lithogenesis and massive sulfide deposit formation]. Miass, IMin UrO RAN Publ., 384 p. (In Russian)
- Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2010) *Stratigrafiya i korreljatsiya devonskikh otlozhenii Magnitogorskoj megazonny Juzhnogo Urala* [Stratigraphy and correlation of Devonian sedimentary rocks in the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals]. Ufa, DizaynPoligrafServis Publ., 288 p. (In Russian)
- Maslov V.A., Cherkasov V.A., Tishchenko V.T. et al. (1993) *Stratigrafiya i korreljatsiya srednepaleozoyskikh vulkanogennykh kompleksov osnovnykh mednokolchedannykh rayonov Juzhnogo Urala* [Stratigraphy and correlation of Middle Paleozoic volcanic complexes of main copper-massive sulfide districts of the Southern Urals]. Ufa, UNTs RAN Publ., 217 p. (In Russian)
- Mednokolchedannyye mestorozhdeniya Urala: Geologicheskoe stroenie* (Prokin V.A., Buslaev F.P., Ismagilov M.I. et al). (1988) [Massive sulfide deposits of the Urals: geological structure]. Sverdlovsk, UrO AN SSSR Publ., 241 p. (In Russian)
- Nakamura N. (1989) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Magmatism in the Oceanic Basins: Geol. Soc. Spec. Publ.*, 38(5), 757-775.
- Paleozoyskiy vulkanizm i kolchedannyye mestorozhdeniya Juzhnogo Urala* (1968) [Paleozoic volcanism and massive sulfide deposits of the Southern Urals]. (Ed. G.F. Jakovlev). Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 291 p. (In Russian)

- Russian)
Petrologiya i geokhimiya ostrovnykh dug i okrainnykh morey (O.A. Bogatkov, G.P. Avdeiko, Yu.I. Dmitriev, A.A. Tsvetkov) (1987) [Petrology and geochemistry of island arcs and marginal seas]. Moscow, Nauka Publ., 335 p. (In Russian)
- Plyusnin K.P., Plyusnina A.A. (1964) *Ob'yasnitel'naya zapiska k geologicheskoy karte SSSR Ser. Juzhno-Ural'skaja. N-40-XXIV. 1 : 200 000*. [Explanatory note to the Geological map of USSR]. Moscow, Nedra Publ., 104 p. (In Russian)
- Plyusnin K.P., Plyusnina A.A. (1965) *Ob'yasnitel'naya zapiska k geologicheskoy karte SSSR Ser. Juzhno-Ural'skaja. N-40-XXX. 1 : 200 000*. [Explanatory note to the Geological map of USSR]. Moscow, Nedra Publ., 91 p. (In Russian)
- Pshenichnyi G.N. (1975) Conditions of formation of ore deposits of pyrite formation of the Southern Urals. *Siluro-devonskiy vulkanizm Juzhnogo Urala* [Silurian-Devonian volcanism of Southern Urals]. Ufa, BFAN SSSR Publ., 148-159. (In Russian)
- Ringvud A.E. (1981) *Sostav i petrologiya mantii Zemli* [Composition and Petrology of the Earth's Mantle]. Moscow, Nedra Publ., 584 p. (In Russian)
- Rykus M.V. (1992) *Vulkanizm i metallogenija Dzhuzusko-Dombarovskogo paleovulkanicheskogo poyasa Yuzhnogo Urala* [Volcanism and Metallogeny of Dzhuzusa-Dombarovka Paleovolcanic Belt of the Southern Urals]. Ufa, BNTs UrO RAN Publ., 172 p. (In Russian)
- Seravkin I.B. (1986) *Vulkanizm i kolchedannye mestorozhdeniya Yuzhnogo Urala* [Volcanism and VMS deposits of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 268 p. (In Russian)
- Seravkin I.B. (2010) *Metallogeniya Juzhnogo Urala i Tsentral'nogo Kazakhstana* [Metallogeny of the Southern Urals and Central Kazakhstan]. Ufa, Gilem Publ., 284 p. (In Russian)
- Seravkin I.B., Znamenskii S.E., Kosarev A.M. (2001) *Razryvnaya tektonika i rudonosnost' Bashkirskogo Zaural'ya* [Fault tectonics and ore bearing potential of the Bashkir Trans Urals region]. Ufa, Poligrafkombinat Publ., 318 p. (In Russian)
- Sopko P.F., Seravkin I.B., Bobokhov A.S., Kosarev A.M. (1983) *Srednepaleozoyskii vulkanizm Bashkirskogo Zaural'ya i svyaz' s nim kolchedannogo orudneniya* [Middle Paleozoic volcanism of Bashkir Trans Ural region and related massive sulfide mineralization]. Ufa, BFAN SSSR Publ., 116 p. (In Russian)
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. (2002) Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc Complex. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph*. No. 132, 101-134.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Oceanic Basins: Geol. Soc. Spec. Publ.*, (42), 313-345.
- Tal'nov E.S. (2003) *Osobennosti evolyutsii paleozoyskogo vulkanizma i kolchedannogo orudneniya Yuzhnogo Urala (na primere Dzhuzusinskoj ostrovoduzhnoi sistemy)* [Features of evolution of the Paleozoic volcanism and massive sulfide mineralization of the Southern Urals (on the example Dzhuzusinskaya island-arc system)]. *Trudy NIIGeo Saratov St. Univ. Nov. ser. Vol. XV*, 175 p. (In Russian)
- Volynets O.N., Antipin V.S., Perepelov A.B., Anoshin G.N. (1990) Geochemistry of volcanic series of an island arc system applied to geodynamics (Kamchatka). *Geol. Geofiz.*, (5), 3-13. (In Russian)
- Vulkanizm Juzhnogo Urala (Seravkin I.B., Kosarev A.M., Salikhov D.N. et al). (1992) [Volcanism of Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 197 p. (In Russian)
- Yakovlev G.F. (1979) Volcanic structures of ore fields. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, (3), 3-18. (In Russian).
- Zaykov V.V., Maslennikov V.V., Zaykova E.V., Kherington R. (2001) *Rudno-formatsionnyi i rudnofatsial'nyi analiz kolchedannykh mestorozhdeniy Ural'skogo paleookeana* [Ore-formation and ore-facial analysis of base metal massive sulphide deposits of the Ural Ocean]. Miass, IMin UrO RAN Publ., 315 p. (In Russian)