

УДК 553.446

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ СТРОЕНИЮ АМУРСКОГО СТРАТИФОРМНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2015 г. М. В. Сначев, А. В. Сначев, член-корреспондент РАН В. Н. Пучков

Поступило 26.01.2015 г.

В статье приводится краткое описание геологического строения Амурского стратиформного месторождения.

DOI: 10.7868/S0869565215230231

Амурское стратиформное цинковое месторождение расположено в крайней восточной части Магнитогорской мегазоны в 1.0–1.5 км западнее крупного Суондукского гранитного массива и приурочено к западному крылу меридионально вытянутой брахиантклинальной складки (рис. 1). В геологическом разрезе месторождения выделяются две толщи (снизу вверх): рудовмещающая терригенно-сланцево-карбонатная (флишоидная) (D_{2-3}) и вулканогенная (C_1).

Отложения **терригенно-сланцево-карбонатной толщи** развиты в центральной части участка и представлены ритмично переслаивающимися алевритами, глинистыми, углеродисто-глинистыми, кремнисто-глинистыми, известково-глинистыми, биотитовыми, кварц-полевошпат-биотитовыми сланцами и известняками (рис. 2). Общая мощность вскрытых отложений около 850 м. По находкам амфибол толща датируется не моложе позднефранского подъяруса [1]. Находки криноидей в рудовмещающей (флишоидной) толще позволили отнести ее предположительно к силуру-среднему девону [2]. По аналогии с более северными районами возраст толщи принимается нами как средне-верхнедевонский.

На контакте отложений терригенно-сланцево-карбонатной толщи с перекрывающими образованиями вулканогенной толщи отмечена довольно мощная зона дробления и рассланцевания, что дало повод некоторым исследователям утверждать о надвиговом характере этого контакта. В то же время в скважинах признаки тектонических соотношений отмечены не повсеместно, что позволяет предполагать ограниченный характер и незначительную амплитуду подвижек. Зона дроб-

ления сопровождается линейными корами выветривания, проникающими на глубины до 250 м.

Образования **вулканогенной толщи** развиты в западной части площади месторождения, где они представлены преимущественно туфами, туффитами и субщелочными высокотитанистыми базальтами, прорванными дайками, силлами габбро и габбро-диабазов. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации с локальными проявлениями более высокотемпературной ступени метаморфизма в восточной, наиболее приближенной к Суондукскому массиву части участка месторождения.

Существуют различные взгляды на сохранность подводящих каналов дайкового комплекса, возраст флишоидной и вулканогенной толщи, даек габброидов. Так, [1], контакт между терригенной и вулканогенной толщами нормальный геологический, подводящие каналы даек габбро не нарушены. По [3], разрывное нарушение на границе флишоидной и вулканогенной толщ – крупноамплитудный надвиг, что автоматически подразумевает отсутствие габброидов во флишоидной толще. Наиболее противоречивый вариант строения месторождения предложил Б.А. Пужаков (ОАО “Челябинскгеосъемка”), терригенно-осадочная толща имеет нижнекаменноугольный возраст, а перекрывающая вулканогенная – средне-верхнедевонский; габброиды по времени оторваны от базальтов, туфов и являются нижнекаменноугольные; подводящие каналы габброидных тел в нижележащей толще отсутствуют. В наших данных такая трактовка не находит подтверждения.

Рудное тело Амурского месторождения, представленное массивными и полосчатыми цинково-серноколчеданными рудами, залегает согласно с общей слоистостью пород, имеет субмеридиональное простирание, пластообразную форму и пологое ($15-30^\circ$) с флексурными изгибами западное падение. В центральном и восточном участках месторождения оруденение локализовано в

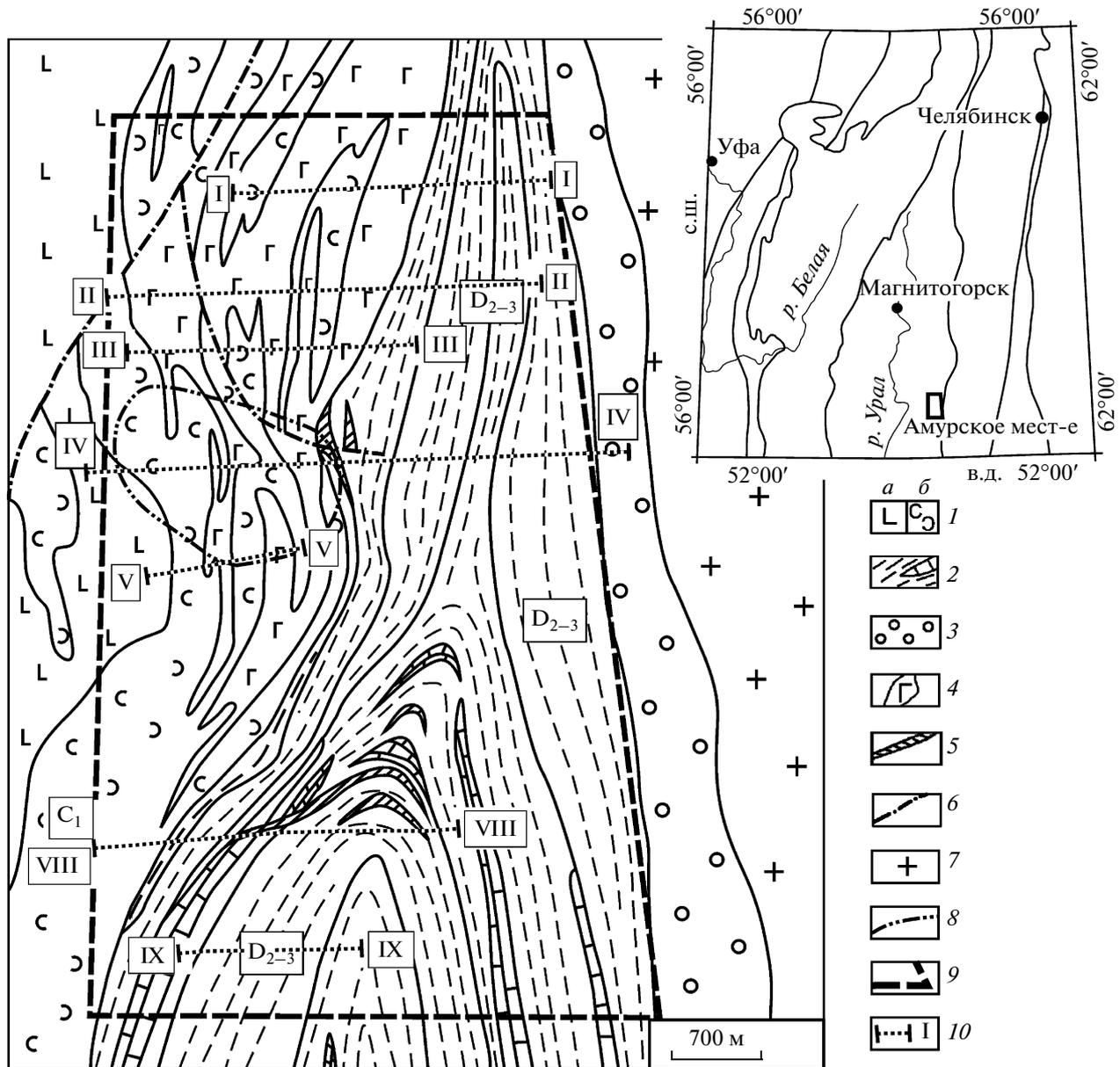


Рис. 1. Геологическая карта Амурского месторождения (составлена А.Д. Штейнберг в 1976 г.).

1 – вулканогенная толща (C_1): базальты и андезибазальты (а), туфы и туффиты основного состава (б); 2 – флишиодная толща (D_{2-3}): углеродисто-глинистые, углеродисто-глинисто-известковые сланцы, мраморизованные известняки; 3 – полимиктовые песчаники рымникской свиты (О); 4 – габбро, габбро-диабазы; 5 – рудные тела; 6 – разломы и зоны расланцевания; 7 – граниты; 8 – проекция рудного тела на поверхность; 9 – контур геологического отвода; 10 – полевые профили 2007–2008 г.г. и их номер.

верхней части углеродисто-глинисто-карбонатных сланцев на расстоянии 3–10 м от контакта с вышележащими отложениями вулканогенной толщи и на глубинах 40–400 м. В западном участке рудное тело залегает на глубинах 400–600 м преимущественно в мраморизованных и доломитизированных известняках, реже – углеродисто-кремнистых сланцах. Небольшое рудное тело, сложенное сфалеритом и мощностью 1.4 м, было

подсечено в 1970-е гг. на северном фланге месторождения (скв. 3, интервал 147.2–148.6 м) среди образований вулканогенной толщи.

По геологическим условиям, залеганию и составу руд месторождение ранее относили к флизчайскому типу [4]. Предполагали [5], что его образование скорее всего происходило в конце среднего девона, в связи с завершением среднедевонского вулканического цикла на соседней с за-

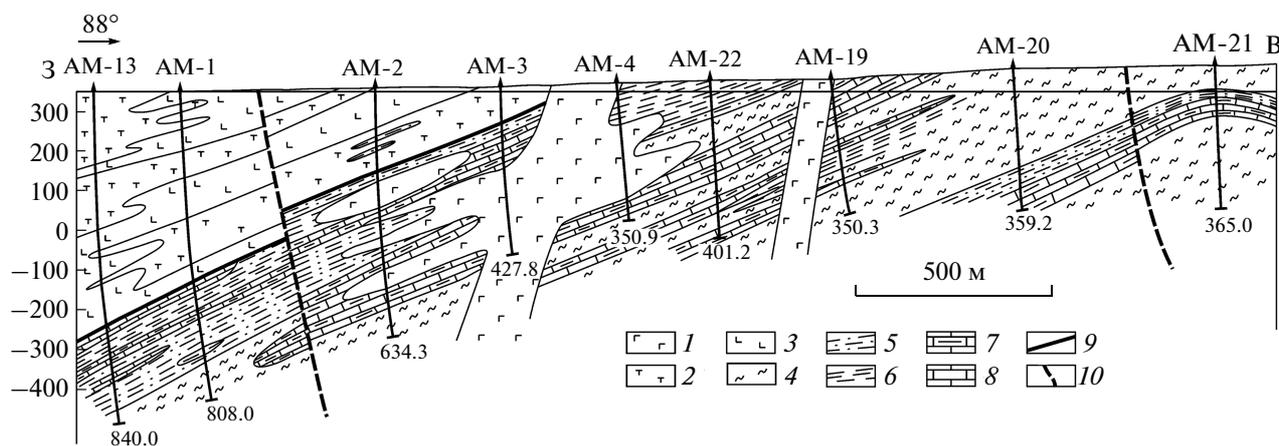


Рис. 2. Геологический разрез по линии II (рис. 1) (составили авторы).

1 – габбро; 2 – туфы, туффиты; 3 – базальты; 4 – глинистые сланцы; 5 – карбонатно-углеродистые сланцы; 6 – кремнисто-углеродистые сланцы; 7 – карбонатные породы с чередованием карбонатно-углеродистых сланцев; 8 – карбонатные породы; 9 – граница флишоидной и вулканогенной толщ; 10 – разломы. AM-2/634.3 – номер скважины и ее глубина, м.

пада территории, но в удаленной от вулканизма зоне. Подобные стратиформные месторождения, приуроченные к одновозрастным терригенным и терригенно-карбонатным породам и не имеющие видимой связи с вулканизмом, в последнее время принято относить к типу седиментационно-эксталяционных (SEDEX) [6].

Амурское месторождение цинково-серноколчеданных руд было открыто в 1970-х гг., однако лишь в 2007–2008 гг. на месторождении были проведены поисковые и оценочные работы [7]. В пределах геологического отвода (рис. 1) размером 6.5 × 4 км пробурено 50 поисковых (№ 1–50) и около 100 оценочных (№ 51–136) скважин. Просмотр и описание поисковых скважин, расположенных на 9 широтных профилях, дали возможность детально расчленить вулканогенную, флишоидную толщи и внести уточнения в представления о структурных особенностях и истории формирования месторождения.

В результате обработки материалов бурения были построены разрезы по профилям I–IX, среди которых II, наиболее полный и представительный, приведен на (рис. 2). При этом выяснили следующее.

1. Скважины № 2 (инт. 225–302, 322–331, 370–393, 426–433, 456–514 м), № 3 (инт. 215–289, 313–428 м), № 4 (инт. 107–298 м), № 6 (инт. 394–413 м), № 14 (инт. 354–405 м), № 19 (инт. 7–27 м), № 27-а (инт. 45–141 м) подсекли тела габброидов видимой мощностью 10–200 м заведомо среди терригенных и карбонатных пород флишоидной толщи (рис. 2).

2. В нижней половине вулканогенной толщи присутствуют многочисленные прослои углеродистых сланцев: скважины: 14 (инт. 133–137,

283–288 м), № 26 (инт. 31–71, 82–93 м), № 34 (инт. 42–48 м), № 48 (инт. 55–62 м), № 136 (инт. 24–26, 30–32, 55–57 м), карбонатных пород: № 2 (инт. 108–124, 130–135 м), № 14 (инт. 274–277 м), № 55 (инт. 417–419 м), № 69 (инт. 292–307 м), № 78 (инт. 162–166 м), № 112 (инт. 59–61 м), № 130 (инт. 253–257 м), № 133 (инт. 345–351 м).

3. В верхней части флишоидной толщи отмечено наличие нескольких маломощных лавовых потоков базальтов: скважины № 26 (инт. 130–141 м), № 41 (инт. 118–130 м), № 129 (инт. 567–573 м), по своему химическому составу, набору редкоземельных и малых элементов ничем не отличающихся от основных эффузивов вышележащей вулканогенной толщи.

Кроме того, нами установлено: а) породы эффузивной, дайковой (базальты, диабазы), интрузивной (габбро-диабазы, габброиды, диориты) фаций комагматичные и относятся к единой вулканоплутонической ассоциации; б) базальты вулканогенной толщи по большинству геохимических характеристик повторяют субщелочные высокотитанистые вулканы греховской свиты (рис. 3) (развита западнее рассматриваемой территории), образование которой связывают с “пассивным” рифтогенезом на активной континентальной окраине в раннем карбоне [8]; в) габброиды, расположенные среди вулканогенной и флишоидной толщ, по всему комплексу петрографических данных, петрогенных, редкоземельных и малых элементов не отличаются друг от друга и не являются чужеродными образованиями (рис. 4); г) габбро, габбро-диабазы и диориты по петрогеохимическим параметрам хорошо сопоставимы с представителями нижнекаменно-

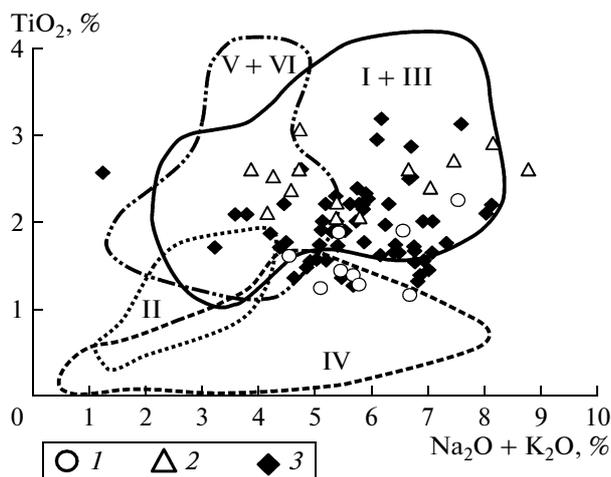


Рис. 3. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{TiO}_2$ для базальтов Амурского месторождения, греховской ($\text{C}_{1t_2-v_1}$) и березовской свит ($\text{C}_{1t_2-v_2}$).

1 – березовская свита, 2 – греховская свита [8]; 3 – Амурское месторождение, поля составов базальтов: I – эпиплатформенных континентальных рифтов, II – срединно-океанических хребтов, III – эпиорогенных континентальных рифтов, IV – островных дуг, V – океанических плит и островов, VI – траппов.

угольной габбро-гранитной формации Магнитогорской мегазоны [9].

Итак, приведенный в нашей работе фактический материал по Амурскому стратиформному месторождению позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Флишоидная толща постепенно переходит в вышележащую вулканогенную. В верхней части первой из них присутствуют маломощные тела базальтов, а в нижней части второй – многочисленные прослои известняков, углеродистых сланцев.

2. Согласно и секущие тела габброидов несомненно присутствуют во флишоидной толще.

3. На участке месторождения нет крупного надвига, по которому вулканогенная толща могла бы быть надвинута на флишоидную.

4. Находит подтверждение сделанный ранее вывод о том, что оруденение носит явно стратиформный характер и может быть отнесено к SEDEX-типу. Можно предположить, что в конце средне-начале позднедевонского времени в крайней восточной части Магнитогорской мегазоны на удалении от области активного вулканизма существовала локальная застойная депрессия, в которую поступали обогащенные рудными компонентами (преимущественно цинком) и органическим веществом растворы. Судя по контурам дна палеодепрессии [7, 10] рудный материал поступал с северо-запада. Во второй половине позднедевонского времени на рассматриваемой территории отмечены незначительные проявления вулканизма. Магматизм очень активно проявился не-

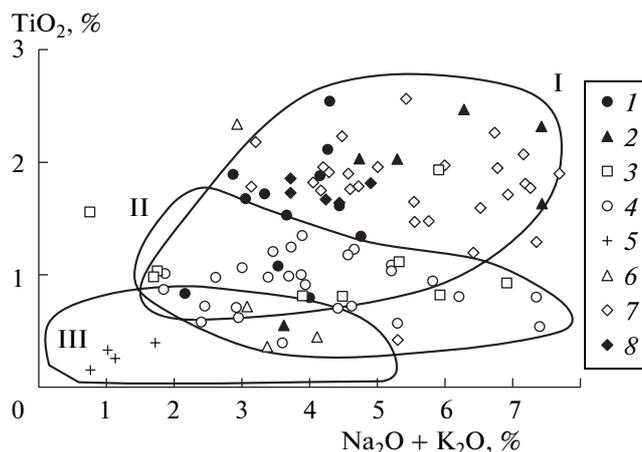


Рис. 4. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{TiO}_2$ для габбро Амурского месторождения и габброидов других формационных типов Южного Урала.

1 – Большаковский габбро-гранитный массив (C_{1v}); 2 – Магнитогорский габбро-гранитный комплекс (C_{1v}), 3 – Верхнеуральский габбро-гранитный комплекс (D_3fm), 4 – габброиды габбро-диоритовой, диорит-трондьемит-гранитной, диорит-сиенитовой, габбро-диорит-плагиогранодиоритовой, габбро-диорит-гранитной серий, 5 – габбро-плагиогранитная серия (Мугоджары), 6 – габбро-сиенитовая серия (Кемпирсайский район) (2–6 [9]); 7, 8 – Амурское месторождение: 7 – габбро среди вулканогенной толщи, 8 – габбро среди флишоидной толщи. Поля формаций: I – габбро-гранитная, II – дунит-пироксенит-габбровая, III – дунит-гарцбургитовая.

сколько позже, в раннекаменноугольное время, как в эффузивной и интрузивной формах.

5. В коллизионный этап развития региона зона контакта флишоидной и вулканогенной толщ на ряде участков была тектонически нарушена, интенсивно подроблена. Восточный, наиболее приближенный к поверхности, фланг месторождения оказался в зоне окисления, часть цинка из сульфидной формы перешла в несulfидную [11] и образовала в зонах дробления, в подавляющем большинстве со стороны висячего бока (в самой нижней части вулканогенной толщи), самостоятельные окисленные рудные тела. Примечательно, что в период становления раннепермских гранитов Суундукского массива некоторая малая часть цинковых руд была регенерирована и перетолжена снова в сульфидной форме среди пород вышележащей вулканогенной толщи.

Авторы благодарны руководству ОАО “Челябинский цинковый завод” за предоставленную возможность провести отбор kernового материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ-Поволжье № 14–05–97005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Широбокова Т.И., Штейнберг А.Д. Медноколчеданные месторождения Урала: геологические условия размещения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 194–195.
2. Артюшкова О.В., Куриленко А.В., Якупов Р.Р., Маслов В.А., Зианбердин Р.И. Геологический сборник. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. С. 38–39.
3. Зайков В.В. Металлогения древних и современных океанов – 2007. Миасс: ИМин Уро РАН, 2007. Т. 1. С. 184–191.
4. Широбокова Т.И. Стратиформное полиметаллическое оруденение Урала: Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 77 с.
5. Серавкин И.Б., Сначев В.И. // Геология рудн. месторождений. 2012. Т. 54, № 3. С. 253–265.
6. Новоселов К.А., Белогуб Е.В. В кн.: Рудогенез. Миасс: ИМин Уро РАН, 2008. С. 206–209.
7. Сначев А.В., Сначев В.И., Рыкус М.В. // Нефтегазовое дело. 2010. Т. 8. № 2. С. 11–20.
8. Салихов Д.Н., Рахимов И.Р., Мосейчук В.М. Геологический сборник. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2013. № 10. С. 176–199.
9. Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородина Н.С., Рапопорт М.С., Смирнов В.Н. Эвгеосинклинальные габбро-гранитные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.
10. Сначев А.В., Сначев В.И., Рыкус М.В., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Ардисламов Ф.Р. Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. Уфа: Дизайн Пресс, 2012. 208 с.
11. Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Блинов И.А. Минералогия Урала. Материалы Всерос. совещ. Миасс: ИМин Уро РАН, 2011. С. 122–125.