

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ СИЛУРИЙСКИХ ТОЛЩ ТАГИЛЬСКОЙ СТРУКТУРЫ НА СЕВЕРНОМ УРАЛЕ

© 2017 г. Г. А. Петров, Г. Н. Бороздина, Н. И. Тристан, Г. А. Ильясова

ОАО Уральская геологосъемочная экспедиция
620014, г. Екатеринбург, ул. Вайнера, 55
Институт геологии и геохимии УрО РАН
E-mail: Georg_Petrov@mail.ru

Поступила в редакцию 20.01.2016 г.

Принята к печати 30.03.2016 г.

В слабо изученном районе Северного Урала выделены, датированы и охарактеризованы раннепалеозойские вулканические породные комплексы. Вулканогенные образования в исследуемом районе формировались в период с позднего ордовика до раннего девона и отнесены авторами к пальникшорской (выйской), шемурской, павдинской, именовской и сосвинской (туринской) свитам. Наибольшее внимание уделено силурийским вулканитам; выяснено, что данные образования по возрасту, фаціальным особенностям и геохимическим характеристикам не отличаются от павдинской и именовской свит Тагильской структуры Среднего Урала. Вулканиты колчеданосной шемурской свиты имеют на исследованной территории крайне незначительное распространение, что не дает оснований для прогнозирования здесь крупных и средних медноколчеданных месторождений.

Ключевые слова: *Тагильская структура, Северный Урал, стратиграфия, геохимия, вулканиты.*

ВВЕДЕНИЕ

Тагильская структура представляет собой крупный блок ($\approx 1000 \times 30$ км) на восточном склоне Среднего и Северного Урала, сложенный преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями; в северной его части также широко распространены карбонатные породы [21]. Проблеме стратиграфии Тагильской структуры посвящено большое количество исследований [2, 4, 7]. Часть из них проводилась с использованием современных методов поисков и определения микрофауны конодонтов и хитинозоа в кремнистых и терригенных породах [2, 3, 5, 6], что позволило существенно уточнить возраст и состав вулканогенных толщ. Авторами исследован фрагмент Тагильской структуры от широты верховьев р. Нахор до р. Северная Тошемка (рис. 1). К сожалению, в северной части Тагильской структуры схемы стратиграфии до последнего времени строились главным образом на находках фаунистических остатков в известняках. При этом нижняя часть вулканогенно-осадочного разреза, не содержащая прослоев известняков, оставалась практически “немой”, возраст этих образований не имел биостратиграфического обоснования и определялся исходя из общих геологических соображений. Строение разрезов силурийских вулканогенных образований на Северном Урале оставалось слабо изученным. Отсутствие точной стратиграфической

и формационной “привязки” вулканогенных толщ приводило порой к просчетам в оценке их ресурсного потенциала. В частности, необоснованно завышенная площадь распространения колчеданосной контрастно-дифференцированной базальтриолитовой формации (шемурской свиты O_3-S_1) привела к неверной оценке прогнозных ресурсов меди и цинка на восточном склоне Северного Урала и, как следствие, – к потере сотен миллионов рублей на поисковые работы на заведомо бесперспективных площадях. Если бы поисковые работы проводились в данном регионе после современных геологосъемочных (как это и положено по принципу стадийности), ошибок в размещении участков детальных работ удалось бы избежать и эффективность последних была бы значительно выше.

Тагильская вулканогенная структура отделяется от образований палеоконтинентальной окраины системой разрывных нарушений Главного Уральского разлома, тектоническими пластинами дунит-гарцбургитового салатимского комплекса и тектоническим меланжем [12]. Значительную роль в строении северо-западной части Тагильской структуры играют интрузивные образования (см. рис. 1) – габброиды Ялпингньерского и Чистопского массивов Платиноносного пояса Урала (ППУ), а также диорит-трондьемитовый петропавловский и монцодиорит-гранитовый северорудничный комплексы, слагающие интрузии к востоку от массивов ППУ.

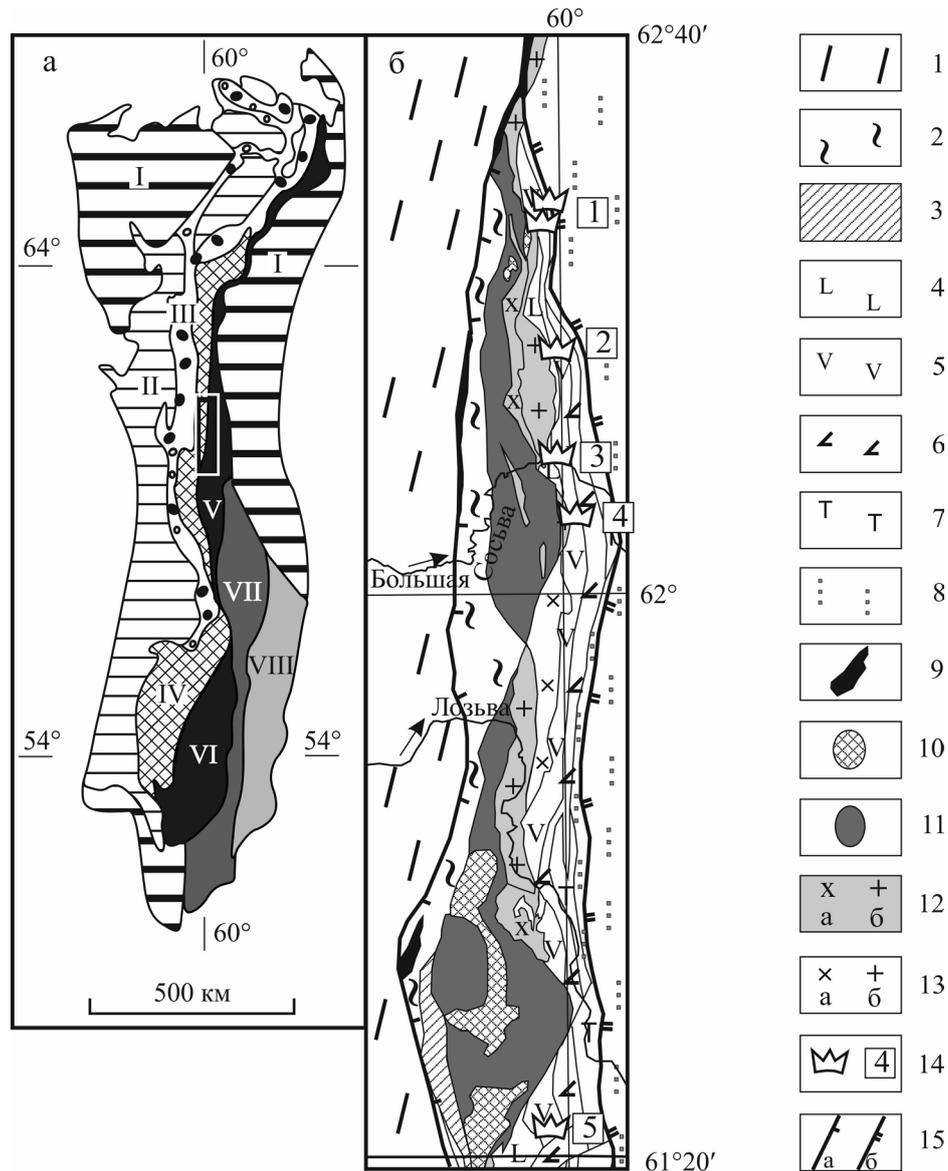


Рис. 1. Схемы расположения исследуемой площади в структурах Урала (а) и геологического строения фрагмента Тагильской структуры на Северном Урале (составлена по материалам авторов).

а. I – мезозойско-кайнозойские отложения; II – Предуральский прогиб; III–VIII – мегазоны (III – Западно-Уральская, IV – Центрально-Уральская, V – Тагильская, VI – Магнитогорская, VII – Восточно-Уральская, VIII – Зауральская). Контуром показан изученный район.

б. 1 – терригенные и вулканогенные породы раннепалеозойской континентальной окраины; 2 – тектониты зоны Главного Уральского разлома и пластины metabазальтов пальникшорской свиты O_3 ; 3–13 – комплексы позднеордовикско-раннедевонской островной дуги и ее фундамента: 3 – комплекс параллельных долеритовых даек, 4 – шемурская свита, O_3 - S_1 , 5 – павдинская свита, S_{1-2} , 6 – именовская свита, S_{2-4} , 7 – сосьвинская (туринская) свита, S_4 - D_1 , 8 – карбонатные и терригенные толщи девона, 9 – серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, салатимский комплекс, $O_2?$, 10 – дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс Платиноносного пояса, $V?$, 11 – габбро-норитовый комплекс той же структуры, S_{2-3} , 12 – петропавловский диорит-плагиогранитовый комплекс, S_1 (а – диориты и кварцевые диориты, б – плагиограниты), 13 – северорудничный диорит-гранитовый комплекс, $S_{2,3}$ (а – кварцевые диориты и монцодиориты, б – граниты); 14 – точки находок конодонтов и номера разрезов (описание в тексте); 15 – региональные разломы (а – Главный Уральский, б – Арбыньинско-Шайтанский).

Fig. 1. Schemes of researching district location in Uralian structures (a) and geological architecture of the Tagil structure fragment at the North Urals (done by authors' data).

а. I – Mesozoic-Cenozoic sediments, II – Pre-Uralian foredeep, III–VIII – megazones (III – West-Uralian, IV – Central-Uralian, V – Tagil, VI – Magnitogorsk, VII – East-Uralian, VIII – Trans-Uralian). Researched area is shown by circuit.

б. 1 – terrigenous and volcanic rocks of Early Paleozoic continental margin; 2 – the abundant dynamic metamorphic rocks of Main Uralian fault zone and slabs of Pal'nikshor formation metabasalts (O_3); 3–13 – complexes of Late Ordovician – Early Devonian island

arc and its basement: 3 – sheeted dyke dolerite complex; 4 – Shemour formation, O₃-S₁; 5 – Pavda formation, S₁₋₂; 6 – Imennya formation, S₂₋₄; 7 – Sos'va (Tura) formation, S₄-D₁; 8 – Devonian carbonate and terrigenous strata, 9 – serpentizing dunites and harzburgite Salatin complex O₂?; 10 – dunite-clinopyroxenite-gabbro complex of Platiniferous Belt of the Urals, V?; 11 – gabbro-norite complex of the same structure, S₂₋₃; 12 – Petropavlovka diorite-plagiogranite complex S₁ (a – diorite and quartz diorite, б – plagiogranite); 13 – Severnyi Rudnick diorite-granite complex S₂₋₃ (a – quartz diorite and monzodiorite, б – granite); points of the conodonts finds and numbers of sections (descriptions are in text); 15 – regional faults (a – Main Uralian, б – Arbynja-Shaitanka).

ОЧЕРК СТРАТИГРАФИИ СИЛУРИЙСКИХ ТОЛЩ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТАГИЛЬСКОЙ СТРУКТУРЫ

Наиболее древние стратифицируемые образования в исследуемом районе представлены метаморфизованными базальтами и углеродистыми сланцами **пальникшорской** (или **выйской** в более южных районах Урала) свиты, позднеордовикский возраст которых обоснован севернее изучаемой территории находкой граптолитов *Amplexograptus* aff. *prominens* (Vagr.) в прослоях углеродистых сланцев среди metabазальтов [8].

Выше (и, возможно, частично с латеральным замещением) залегают вулканы контрастно дифференцированной базальт-риолитовой формации (**шемурской свиты**), формирующие две пачки базальтов, перекрываемых риолитами, – нижнюю позднеордовикскую и верхнюю лландоверийскую. Строевание разрезов шемурской свиты достаточно подробно описано в публикациях [1, 2, 15, 19], поэтому мы не будем приводить их подробную характеристику в данной статье. Кроме вулканитов лавовых, экструзивных и субвулканических фаций, в состав свиты входят разнообразные вулканогенно-обломочные и кремнистые породы, сульфидные постройки. В прослоях кремней обнаружены конodontы позднеордовикской зоны *Periodon grandis*, а также *Distomodus* cf. *kentuckyensis* Br. et Mehl, *Decoriconus* sp., *Ozarkodina* aff. *aldridgei* Uyenpo et Barnes, *Panderodus* cf. *unicostatus* Br. et Mehl, *Pterospathodus* sp. раннего – среднего лландоверии [1, 2, 15]. Вулканы шемурской свиты широко распространены в пределах вулканотектонических структур – Тарньерско-Шемурской и Саумской; тектонические пластины пород позднеордовикской базальт-риолитовой формации известны также в зоне Главного Уральского разлома [12]. Севернее Саумской структуры, большая часть которой расположена за пределами исследуемого района, биостратиграфически обоснованные разрезы шемурской свиты отсутствуют. Можно предположить, что метаморфизованные базальты и риолиты, входящие в состав небольших блоков, протягивающихся вдоль восточного контакта Маньинского диорит-гранодиоритового массива, также относятся к шемурской свите. Наиболее значительным в данном районе является разрез по р. Большая Сосьва [14], представленный подушечными базальтами, перемежающимися с телами дацитов и риолитов; последние, как правило, сильно метасоматически

изменены, что затрудняет диагностику фаций. Поскольку фаунистических остатков в данном разрезе не обнаружено, нельзя исключать принадлежность вулканитов к павдинской свите.

Вулканогенно-осадочные разрезы **павдинской свиты**, с несогласием перекрывающие шемурские вулканы, характеризуются разнообразием и фациальной изменчивостью. Поскольку павдинская свита в данном районе ранее не выделялась, а возраст относимых к ней пород не имел биостратиграфического обоснования, мы более подробно остановимся на характеристике разрезов. Образование павдинской свиты наблюдались и датировались нами в сериях обнажений в районе устья р. Хунтынья (см. 1 на рис. 1), по рекам Манья (2) и Большая Сосьва (3), в керне колонковых скважин восточнее Ялпингнъерского массива (4), а также в обнажениях по р. Северная Тошемка (5). Павдинские вулканы также достаточно уверенно распознаются восточнее Томратского гранитоидного массива, в обнажениях по р. Ушма и южнее р. Северная Тошемка, картируясь прерывистыми полосами по всей Тагильской структуре [2, 4].

Разрез по р. Хунтынья (см. 1 на рис. 1) начинается в 450 м выше по течению от ее устья и прослеживается в серии обнажений по берегам реки вверх по течению (на юго-восток, Аз.м. (магнитный) 160°).

0–50 м – обн. 5144 (62.461° с.ш., 59.952° в.д.). Вишневые пятнистые массивные и грубо слоистые кристалло-лапиллевы туфы кварц-плагиофировых риолитов, прорываемые дайками амфиболовых диоритов и кварц-плагиофировых риолитов. Слоистость: Аз. пад. 300, ∠65 (здесь и дальше – азимуты магнитные; углы и азимуты в градусах).

50–215 м – бомбовые туфы кварц-плагиофировых риолитов с дайками, силлами и куполами подобных риолитов. Слоистость в начале интервала: Аз. пад. 110, ∠50, на отм. 190 м – Аз. пад. 10, ∠42.

215–225 м – дайка мелкозернистых амфиболовых диоритов;

225–275 м – массивные кварц-плагиофировые риодациты (субвулканическое тело).

275–350 м – задернованный интервал.

350–410 м – обн. 5145 (62.458° с.ш., 59.955° в.д.). Тефроиды кислого состава с остроугольными и окатанными обломками (до 1.2 м) кварц-плагиофировых риодацитов и плагиофировых дацитовых андезитов (лахаровые отложения?). Среди обломочных пород наблюдаются линзовидные потоки (мощностью до 1–3 м) миндалекаменных пироксен-амфибол-кварц-плагиофировых дацито-

вых андезитов и их лавокластитов. Слоистость в начале интервала: Аз. пад. 30, $\angle 40$, на отм. 400 м – Аз. пад. 205, $\angle 30$.

410–450 м – неясно-слоистые бомбово-лапиллево-кристаллокластические туфы риодацитового состава.

450–800 м – задернованный интервал.

800–815 м – обн. 5146 (62.455° с.ш., 59.959° в.д.). Темно-серые массивные миндалекаменные оливин-пироксенофировые пикробазальты.

815–823 м – зеленовато-серые массивные обильно порфиновые кварц-плагифиоровые риолиты; контакт с пикробазальтами: Аз. пад. 30, $\angle 40$.

823–835 м – темносерые мелкозернистые полимиктовые туфопесчаники (тефроиды?); контакт с риолитами: Аз. пад. 290, $\angle 50$; вблизи контакта риолиты имеют апостекловатую основную массу, брекчированы и содержат сильно хлоритизированные ксенолиты мелкозернистых пород.

835–850 м – вишневые известковые алевролиты с прожилками кальцита. Контакт с туфопесчаниками: Аз. пад. 310, $\angle 60$. В алевролитах обнаружены конодонты *Llandoverygnathus cf. celloni* (Walliser), *Pterospathodus cf. tenuis* (Aldridge).

Далее река поворачивает на СВ, Аз. м 60°.

850–1100 м – задернованный интервал.

Далее – субширотный отрезок реки, ход по Аз. 75°.

1100–1130 м – обн. 5147 (62.456° с.ш., 59.964° в.д.). Зеленовато-серые массивные миндалекаменные пироксен-плагифиоровые базальты.

1130–1170 м – задернованный интервал.

1170–1185 м – черные и темно-бурые слоистые кремни с послойными зонками мелкой (до 1 мм) вкрапленности пирита мощностью 1–5 см. Слоистость в начале интервала: Аз. пад. 82, $\angle 65$, в конце – Аз. пад. 95, $\angle 75$. Присутствуют малоамплитудные взбросовые сместители: Аз. пад. 60, $\angle 40$. В кремнях обнаружены конодонты *Ozarkodina aff. ranuliformis* (Walliser), *Panderodus sp.*, *Pterospathodus cf. pennatus* (Walliser), *Walliserodus aff. sancticlairei* Cooper, *Apsidognathus cf. tuberculatus* Walliser, *Astropentagnathus cf. irregularis* Mostler, *Pterospathodus cf. tenuis* (Aldridge), *Llandoverygnathus cf. celloni* (Walliser).

1185–1195 м – дайка мелкозернистых порфировидных амфиболовых микродиоритов; контакты субвертикальны, Аз. пр. 350.

1195–1210 м – темно-серые тонкослоистые (мощность слоев 0.2–3.0 см) кремнистые туфо-алевролиты с редкими линзами тонкозернистого серного колчедана (0.8 × 5 см). Слоистость: Аз. пад. 90, $\angle 60$. В кремнях найдены конодонты *Astropentagnathus cf. irregularis* Mostler, *Ozarkodina aff. ranuliformis* (Walliser), *Llandoverygnathus cf. celloni* (Walliser).

Обнаруженные конодонты относятся к зоне Pt. *celloni*, поздний лландовери и характерны для павдинской свиты [2].

В 500 м западнее точки наблюдения 5144, в обнажении по р. Лопсия, в известковом цементе базальтовой лавобрекчии (обн. 7122) обнаружены фрагменты *Pterospathodus sp.*; данный род имеет распространение в среднем лландовери–нижнем венлоке и также является типичным для осадочных пород павдинской свиты. Данные базальты располагаются западнее и ниже по разрезу пирокластической кислой пачки (обн. 5144–5145) и, вероятно, являются фрагментом нижней части свиты.

Небольшой фрагмент павдинской свиты исследован в обнажениях по правому берегу р. Манья, в 1 км выше по течению устья р. Мазапатья (см. 2 на рис. 1). Здесь, восточнее гранодиоритов Маньинского массива, наблюдался следующий разрез (ход по Аз. 15°).

0–60 м – миндалекаменные андезиты (обн. 2119, 62.297° с.ш., 59.974° в.д.).

60–130 м – переслаивание витролитокластических туфов, туфоалевролитов, туфогравелитов и кремнистых алевролитов бордового и зеленого цвета; мощность слоев – 0.1–0.5 м. Слоистость: Аз. пад. 110, $\angle 30$. Слоистый разрез прорывается мало мощными дайками мелкопорфировых плагифиоровых дацитовых андезитов. В кремнистых алевролитах найдены конодонты *Apsidognathus cf. tuberculatus* Walliser; *Pterospathodus aff. amorphognathoides* Walliser. Возраст: поздний лландовери–ранний венлок, зона Pt. *amorphognathoides*, что соответствует верхней части павдинской свиты [2].

Третий фрагмент разреза павдинской свиты (см. 3 на рис. 1) описан в обнажениях на левом берегу р. Большая Сосьва в 850 км выше по течению от устья ручья, правого притока р. Большая Сосьва, в 2 км севернее оз. Экипурымтур (обн. 2050, 62.162° с.ш., 59.986° в.д.; ход по Аз. 55°).

0–20 м – дацитовые андезиты плагифиоровые, участками амфибол-плагифиоровые миндалекаменные.

20–21.5 м – дайка габбродолеритов, Аз. пад. контактов 330, $\angle 60$ –70; ход по Аз. 150°.

21.5–26.5 м – дацитовые андезиты плагифиоровые, участками миндалекаменные, плитчатые, Аз. пад. плитчатой отдельности 330, $\angle 60$ –70.

26.5–28.5 м – полимиктовая вулканокластическая брекчия с обломками андезибазальтов, дацитов и линзовидными прослоями алевропелитов, в алевропелитах остатки конодонтов *Distomodus cf. staurogathoides* (Walliser), *Ozarkodina cf. ranuliformis*, *Pterospathodus cf. tenuis* (Aldridge). Грубая нечеткая слоистость: Аз. пад. 330, $\angle 40$ –60.

Ход по Аз. 60°.

28.5–29.5 м – андезибазальты порфиоровые миндалекаменные. Далее до 194 м – переслаивание миндалекаменных андезитов, дацитовых андезитов, дацитов и риодацитов.

В 600 м западнее начала обн. 2050, на правом берегу р. Большая Сосьва, встречен небольшой тек-

тонический блок (25 м) серовато-зеленых мелкозернистых пепло-кристаллотуфов (тефроидов?) андезитового состава с прослоями вишневыми, розовых и оливково-зеленых тонкозернистых кремней мощностью 20–30 см (обн. 5001, 62.161° с.ш., 59.997° в.д.). Элементы залегания слоистости: Аз. пад. 300–315, $\angle 45$ –50. Тефроиды отделены от распространённых южнее дацитов шемурской свиты взбросом, погружающимся на юго-восток (дациты надвинуты на кристаллотуфы) – Аз. пад. 120, $\angle 60$. В кремнях обнаружены следующие микрофаунистические остатки: *Pterospathodus* cf. *tenuis* (Aldridge), *Distomodus* cf. *staurogathoides* (Walliser), *Astropentagnathus* aff. *irregularis* Mostler, *Apsidognathus* cf. *tuberculatus* Walliser, *Llandoverygnathus* cf. *celloni* (Walliser), *Ozarkodina* cf. *ranuliformis* (Walliser). Все изученные остатки конодонтов относятся к верхней части зоны *D. staurogathoides*, теличский подъярус верхнего лландовери, нижний силур.

Южнее р. Большая Сосьва образования павдинской свиты, представленные базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитовыми андезитами, дацитами, риолитами, их туфами, реже туффитами и кремнистыми алевролитами, вскрыты скважинами поискового бурения (см. 4 на рис. 1). Вулканоогенные и осадочные породы залегают на предположительно шемурских образованиях, погружаясь на восток под углами 20–45°. В основании разреза свиты здесь развиты кремнистые алевролиты, чередующиеся с базальтами, андезибазальтами, их туфами и лавокластитами. В образцах гематитизированных кремнистых алевролитов из скважины 1603 на глубине 122.5 м обнаружены конодонты *Distomodus* cf. *kentuckyensis* Br. et Br., на отм. 148.7 м – *Apsidognathus* sp. *indet.*, *Pterospathodus* aff. *tenuis* (Aldridge), *Ozarkodina* cf. *oldhamensis* (Rexroad), отм. 258.5 м – *Apsidognathus* sp. *indet.* Обнаружены также радиолярии и спикулы губок. Возраст: ранний силур, средний лландовери, зона *D. staurogathoides*.

Представительный фрагмент образований павдинской свиты задокументирован в серии обнажений на левом берегу р. Северная Тошемка, в 4 км ниже по течению устья р. Лохня (обн. 2247, координаты 61.368° с.ш., 59.933° в.д.), где на протяжении 600 м наблюдается переслаивание кристаллопепловых, бомбово-лапиллевых туфов андезитового и смешанного (андезит-базальтового) состава с потоками миндалекаменных плагиофировых андезитов. Слоистость в вулканоогенных обломочных породах имеет довольно пологое северо-восточное, северо-западное и юго-восточное падение, что, вероятно, свидетельствует о наличии брахиформных открытых складок и об общем залегании толщи, близком к горизонтальному. Далее, в 700 м ниже по течению от окончания обн. 2247 вновь продолжаются сближенные выходы на левом берегу реки (обн. 2248, 61.370° с.ш.,

59.952° в.д.). По азимуту 115° прослеживаются следующие горные породы.

0–10 м – зеленоватые амфибол-плагиофировые обильно порфиновые андезиты.

10–19 м – не обнажено.

19–26 м – серо-зеленые амфибол-плагиофировые обильно порфиновые андезиты.

26–32 м – не обнажено.

32–89 м – зеленые амфибол-плагиофировые обильно порфиновые андезиты; начиная с 50 м выходы протягиваются по азимуту 90°.

89–100 м – андезитовые лавы с шаровой отдельностью и телами неправильной формы, сложенными лавокластитами с линзовидными прослоями темно-серых кремней. В кремнях обнаружены следующие микрофаунистические остатки: *Pterospathodus* sp., *Distomodus* cf. *staurogathoides* (Walliser), *Aulacognathus* aff. *bullatus* (Nicoll et Rexroad), *Anticostiodus* sp.

100–124 м – зеленые амфибол-плагиофировые обильно порфиновые андезиты.

124–135 м – андезитовые лавы и лавокластиты и линзовидными прослоями темно-серых кремней, содержащих конодонты *Distomodus* cf. *staurogathoides* (Walliser).

135–168 м – буровато-зеленые амфибол-плагиофировые обильно порфиновые андезиты.

168–181 м – не обнажено.

181–192 м – буровато-зеленые амфибол-плагиофировые обильно порфиновые андезиты.

В 1 км южнее начала обн. 2247, на правом берегу р. Северная Тошемка, в черных кремнях обнаружены конодонты *Aulacognathus* sp., *Pterospathodus* sp. (обн. 7742, 61.358° с.ш., 59.930° в.д.).

Таким образом, в районе р. Северная Тошемка разрез павдинской свиты представлен почти исключительно андезитами и их туфами, содержащими прослойки кремней с микрофауной конодонтов теличского яруса верхнего лландовери (зона *D. staurogathoides*).

Как следует из приведенных описаний, разрезы павдинской свиты на Северном Урале практически идентичны таковым для стратотипического района Среднего Урала [4]. Найденные нами конодонты соответствуют зонам *D. staurogathoides*, *L. celloni*, *P. amorphognathoides*, соответствующим среднему лландовери–нижнему венлоку, что отвечает возрасту свиты на Среднем Урале [2].

В состав залегающей стратиграфически выше **именовской свиты** входят лавовые вулканиты базальт-андезитовой формации, туфы, тефроиды, а также разнообразные вулканокластические терригенные породы, известняки, реже кремни с разнообразной фауной и микрофауной венлока, лудлова и нижнего пржидолия. Широко распространены и субвулканические образования. Некоторые исследователи [2, 4 и др.] выделяют верхнюю (верхнелудловско-нижнепржидольскую) часть

именновской свиты в самостоятельную гороблагодатскую толщу, залегающую с несогласием на различных более древних стратонах, что, вероятно, вполне справедливо. Вулканиды гороблагодатской толщи характеризуются умеренно-щелочным составом, в их состав, кроме базальтов, входят трахибазальты, трахиандезиты и трахидациты. Возраст вулканидов базальт-андезитовой формации, переслаивающихся с известняками, на Северном Урале, как правило, достаточно надежно обоснован находками фаунистических остатков. Принадлежность разрезов, не содержащих прослоев известняков и остатков фауны, часто вызывала сомнения, поскольку андезибазальты и андезиты, характерные для именновской свиты, нередко встречаются и в составе павдинской [4]. Нами были впервые обнаружены лудловские конодонты в прослоях кремнистых пород среди вулканидов в обнажениях по р. Лопсия (см. 1 на рис. 1), что позволило обосновать их принадлежность к именновской свите.

Выходы вулканидов по р. Лопсия начинаются на ее правом берегу в 300 м ниже по течению устья р. Хунтынья (обн. 2128, координаты: 62.465° с.ш., 59.960° в.д.), разрез изучался ходом вниз по течению реки по Аз. 0°. До 935 м разрез сложен породами павдинской свиты – подушечными лавами и кристалло-литокластическими туфами пироксен-плагиофировых андезибазальтов и амфибол-плагиофировых андезитов, содержащих прослой кремнистых алевролитов с конодонтами *Pterospathodus* cf. *tenuis* (Aldridge), *Gen. et sp. indet* зоны Pt. tennis – *D. staurogathoides* среднего–позднего лландовери. Слоистость имеет Аз. пад. 60–75, ∠60–70.

Далее наблюдались образования именновской свиты. Ход по Аз. 15°.

935–985 м – полимиктовые туфоконгломераты с карбонатным цементом. Обломки слабо окатаны, имеют угловатую форму и размеры 1–30 см; сложены базальтами, андезитами и светло-серыми известняками.

985–1060 м – задерновано.

1060–1160 м – обнажение 2129 (62.473° с.ш., 59.963° в.д.): на правом берегу реки – переслаивание полимиктовых конгломератов (обломки размером от 1 до 20 см имеют разную степень окатанности, сложены туфопесчаниками, туфоалевролитами, андезибазальтами, известняками), туфопесчаников с буровато-желтыми кремнистыми алевролитами. Слоистость: Аз. пад. 80, ∠70. В кремнистых алевролитах найдены конодонты *Ozarkodina* aff. *confluens* (Br. et Mehl), характерные для исовского горизонта раннего лудлова. Терригенные породы перекрываются серыми грубослоистыми массивными и брекчиевидными известняками с фауной кораллов (в том числе – кораллитов рода *Syringoporida*, появляющихся с венлокского яруса), остракод и криноидей. Слоистость: Аз. пад. 80, ∠70.

1160–1190 м – серые массивные органогенные известняки.

1190–1335 м – на левом берегу реки – выходы массивных известняков кремового цвета, с фауной кораллов, криноидей.

Ход по Аз. 30°.

1335–1360 м – переслаивание известняково-вулканомиктовых (с обломками андезибазальтов) и известняковых конгломератов; обломки имеют размеры до 10 см, окатанность слабая. Слоистость: Аз. пад. 260, ∠50.

1360–1460 м – серовато-зеленые туфопесчаники (тефроиды?) перекрываются бомбовыми туфами андезитового состава, далее разрез наращивается известняково-вулканомиктовыми конгломератами (туфоконгломератами) и завершается пачкой кремовых известняков.

1460–1670 м – задернованный интервал с редкими небольшими выходами известняков и полимиктовых конгломератов.

1670–1760 м – переслаивание вулканомиктовых конгломератов, гравелитов и туфоалевролитов; наблюдается также силл офитовых долеритов, залегающий согласно со слоистостью: Аз. пад. 40, ∠20.

1760–1935 м – задерновано.

1935–2065 м – на правом берегу реки – переслаивание псаммитовых туфов андезибазальтового состава, туфопесчаников (тефроидов?), туфогравелитов и темнозеленых кремнистых алевролитов. Слоистость: Аз. пад. 260, ∠50. В кремнистых алевролитах обнаружены конодонты *Kockelella* cf. *variabilis* Walliser, *Ozarkodina* aff. *snajdri* (Walliser), *Polygnathoides* cf. *siluricus* Br. et Mehl, *Gen. et sp. indet*; *Panderodus* sp. банкового горизонта позднего лудлова. Слоистость: Аз. пад. 70, ∠85.

2065–2115 м – задерновано.

2115–2195 м – переслаивание туфопесчаников (тефроидов?) и туфоалевролитов с редкими линзами тонкозернистых пелитоморфных известняков бордового цвета. Слоистость: Аз. пад. 120, ∠45.

2195–2215 м – задерновано.

2215–2365 м – на левом берегу реки – дайка долеритов (10 м), далее – переслаивание существенно плагиоклазовых кристаллотуфов и туфоалевролитов.

2365–2405 м – олистостромовая пачка: в псаммитовом (тефроидном?) матриксе – глыбы и щебень известняков серых, буровато-красных, кремовых, а также фрагментов переслаивающихся туфоалевролитов, туфопесчаников, туфогравелитов. Размеры олистолитов – десятки сантиметров. В известняках обнаружены конодонты *Panderodus* sp., а также многочисленные фрагменты мшанок. Далее в обнажениях вниз по течению реки (на северо-восток) прослеживаются фрагменты олистостромовой толщи; в известняках найдены конодонты *Belodella* sp., *Panderodus* sp., *Pedavis* sp., *Pandorinellina* sp. и тентакулиты *Styliolina* sp., характерные для раннего девона (род *Pedavis* характерен для вер-

хов лохковского–низов пражского ярусом нижнего девона). Вероятно, олистостромовые образования принадлежат лопсийской толще D_{1-2} .

Таким образом, разрез именованной свиты по р. Лопсия представлен преимущественно вулканогенно-осадочными образованиями и известняками; нижняя часть разреза формировалась в раннем лудлове, верхняя – в позднем. Павдинская свита имеет в этом районе существенно андезибазальтовый состав.

Позднеордовикско-раннедевонский разрез Тагильской структуры на Северном Урале завершается вулканитами позднепржидольско-лохковской сосвинской свиты – латерального аналога туринской свиты Среднего Урала. На исследованной территории разрезы сосвинской свиты представлены преимущественно туфопесчаниками, тефроидами, туфоалевролитами и известняками, с редкими прослоями туфов трахиандезитового и базальтового состава, еще реже встречаются подобные вулканиты в лавовых фациях. Позднесилурийско-раннедевонский возраст пород сосвинской свиты достаточно надежно обоснован находками фаунстических остатков в известняках.

На раннепалеозойских образованиях с несогласием залегают раннедевонские (пражско-эмские) осадочные и вулканогенные серии вновь образованной девонской островной дуги, сформировавшиеся, по мнению ряда авторов, после перескока зоны субдукции [17, 22]. В северной части Тагильской структуры девонские образования надвинуты на раннепалеозойские по системе Арбыньинско-Шайтанского разлома (см. рис. 1).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СИЛУРИЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТАГИЛЬСКОЙ СТРУКТУРЫ

Особенности составов позднеордовикско-раннеландоверийских вулканитов северной части Тагильской структуры были охарактеризованы раньше [12, 16], и мы не будем останавливаться на них в рамках данной статьи, сосредоточив внимание на породах павдинской и именованной свит.

Наиболее полные геохимические исследования силурийских вулканитов Тагильской структуры выполнены на Среднем Урале, в районе Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 [9, 18 и др.]. В этом же районе расположены стратотипы павдинской и именованной свит, хорошо изучены разрезы указанных стратотипов, выполнено надежное биостратиграфическое обоснование их возраста [2, 4]. Ранее было показано, что возраст вулканитов западной части Тагильской структуры на Северном Урале полностью соответствует таковому, ранее установленному на Среднем Урале. Кратко рассмотрим особенности геохимии силурийских вулканитов.

Составы вулканогенных образований **павдинской свиты** образуют непрерывный ряд от базальтов до дацитов и риолитов (рис. 2); при этом точки составов пород северной части Тагильской структуры попадают в облако точек составов вулканитов Среднего Урала и в поля составов островодужных пород. Графики нормированных содержаний РЗЭ в вулканитах Среднего и Северного Урала также весьма схожи (см. рис. 2в, г). Вулканиты павдинской свиты – умеренно- и высокоглиноземистые, низкотитанистые, натриевые, как правило, высококальциевые породы в переменном содержании Mg и Fe (табл. 1). **Содержания РЗЭ в исследованных образцах колеблются от 18 до 66 г/т, отношение содержания легких редких земель (ЛРЗЭ) к тяжелым (ТРЗЭ) составляет 2.2–4.1. $Eu/Eu^* = 0.27–0.33$, что свидетельствует о достаточно высокой степени дифференцированности магм (как основного, так и кислого состава) и об отсадке плагиоклаза в промежуточных очагах. Отношение $Ni/Co = 0.45–1.74$, что не характерно для вулканитов структур растяжения и типично для островодужных образований [20]. Отношение Nb/Ta в большинстве образцов составляет 9.4–16.4 (за исключением андезибазальта обр. 7117, где оно равно 19.6), что ниже среднего, установленного для океанических структур растяжения (17.7). Низкие значения Nb/Ta указывают на преобладание в субдукционном компоненте водного флюида, что характерно для передовых (барьерных) частей вулканических островных дуг [26]. Отношение $Zr/Hf = 23–36$ (за исключением обр. 2128 – андезита, где оно составляет 40), что меньше типичного для хондритов и океанических вулканитов (36–37). Низкое значение Zr/Hf , вероятно, обусловлено плавлением сильно деплетированной мантии в надсубдукционном клине [9]. На сильно деплетированный состав пород очага плавления указывает и величина $Ta/Yb = 0.016–0.042$, поскольку для деплетированных мантийных источников характерно $Ta/Yb < 0.1$ [27, 29]. Низкие значения отношения Nb/Th (0.6–1.4) отличают павдинские вулканиты от пород структур растяжения, где значения этого параметра составляют более 10, и свидетельствуют о надсубдукционных условиях магмогенерации [24].**

Вулканиты **именованной свиты** имеют преимущественно базальтовый и андезитовый состав; в верхней части разреза (в составе гороблагодатской толщи) появляются умеренно-щелочные разновидности основного и среднего состава, а также трахидациты. Точки составов лудловских вулканитов Северного Урала соответствуют полю составов пород именованной свиты стратотипического района (рис. 3), но для графиков РЗЭ характерна несколько большая деплетированность ТЗРЭ (см. рис. 3в, г). Базальты, андезибазальты и андезиты именованной свиты по валовым химическим составам зачастую почти не отличаются от павдинских, за исключением пород верхней (гороблаго-

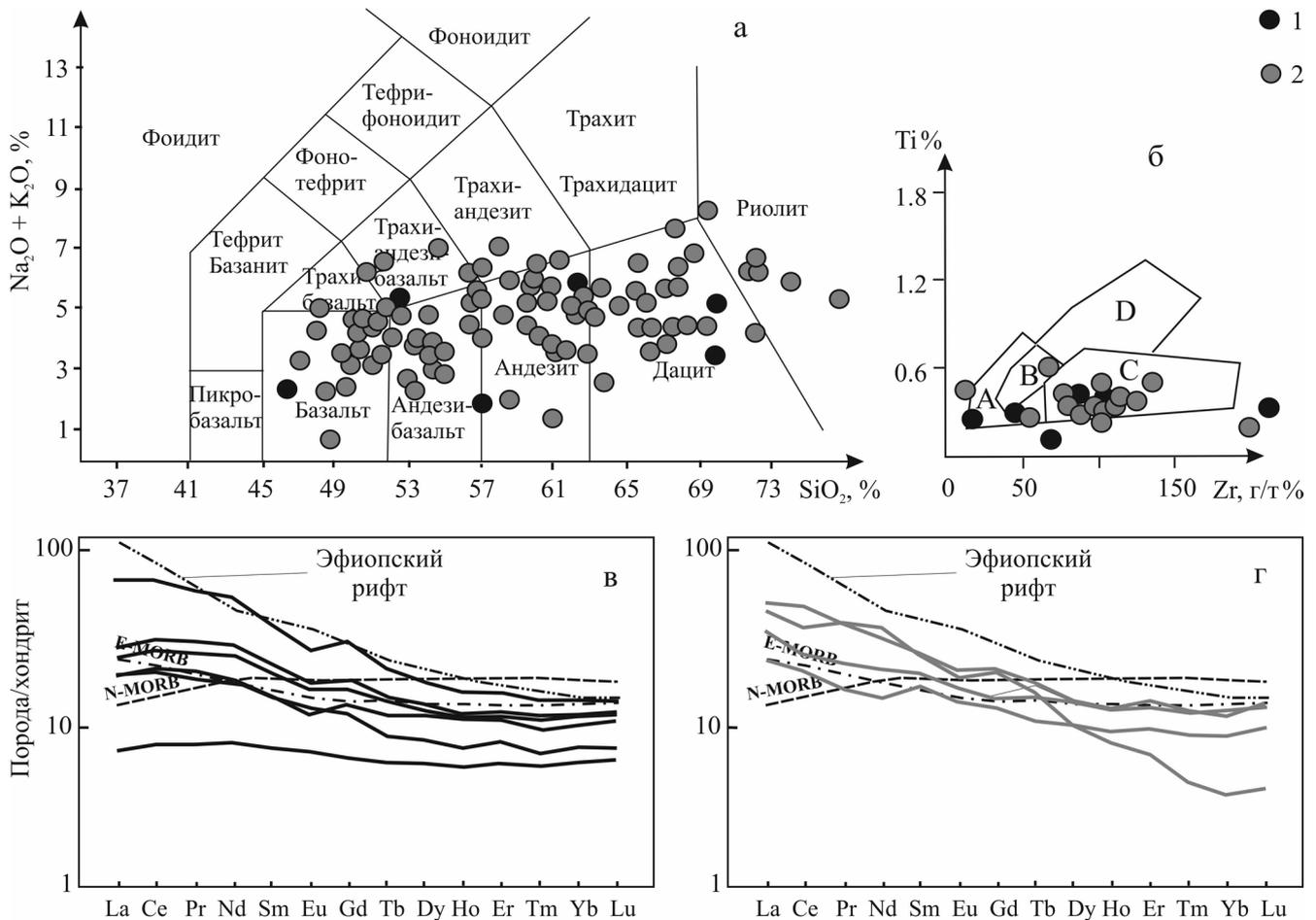


Рис. 2. Дискриминационные диаграммы для вулканитов павдинской свиты.

1 – вулканиты исследованного района, 2 – вулканиты района Уральской сверхглубокой скважины на Среднем Урале. Поля составов вулканитов на диаграммах: а – по [25]; б – по [28]: А – толеиты островных дуг, С – известково-щелочные базальты, D – базальты срединно-океанических хребтов, В – поле неопределенности; в, г – графики содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту [30], в вулканитах Северного (в) и Среднего (г) Урала. Состав щелочных оливиновых базальтов Эфиопского рифта по [23], N-MORB и E-MORB по [30].

Fig. 2. Discrimination diagrams for the Pavda formation volcanic rocks.

1 – volcanites from the researched area, 2 – volcanites from the Uralian super-deep borehole area at the Middle Urals. The fields of chemical composition of different volcanic rocks. a – by [25]; б – by [28]: A – tholeites of island arcs, C – calcium-alkaline basalts, D – basalts of middle oceanic ridges, B – field of uncertainty; в, г – schedules of REE contents in volcanites of Northern (в) and Middle (г) Urals, normalized by chondrite [30]. Composition of alkaline olivine basalt of Ethiopia rift by [23], N-MORB and E-MORB by [30].

датской) толщи, обогащенных щелочными металлами и РЗЭ (см. табл. 1).

Исследованные образцы довольно существенно различаются, вероятно, базальт с р. Манья (2121-16) входит в состав нижней части свиты, а вулканиты из междуречья Ивделя и Тальгии (С12/81, С12/97, С11/154) относятся к ее верхней (гороблагодатской) части. Геохимические особенности базальта из района р. Манья (2121-16) сближают его с породами павдинской свиты, охарактеризованными ранее (сумма РЗЭ 19.47; ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.05; $Eu/Eu^* = 0.38$; $Ni/Co = 0.38$; $Nb/Ta = 13.45$; $Zr/Hf = 25.85$; $Ta/Yb = 0.016$; $Nb/Th = 0.68$). Три образ-

ца (С12/81, С12/97, С11/154) образуют отдельную группу: для них характерны повышенные содержания K_2O (1.1–2.2%) и суммы щелочей (до 7.7%) при невысоких концентрациях титана (TiO_2 0.7–0.88%). Геохимические параметры этих пород также своеобразны: содержания РЗЭ – 54–95 г/т; ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 6.5–9.9; $Eu/Eu^* = 0.28–0.35$; $Ni/Co = 0.54–0.9$; $Nb/Ta = 7.6–21.1$; $Zr/Hf = 64.7–69.7$; $Ta/Yb = 0.17–0.38$; $Nb/Th = 2.6–4.5$. Очевидно, что значительное увеличение содержания РЗЭ и отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ (в том числе в базальтах) должно указывать на подключение менее деплетированного и более глубинного магматического очага. Об

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в типичных породах силурийских толщ северо-западной части Тагильской структуры

Table 1. The content of petrogenic (wt %) and rare (ppm) elements in typical rocks of Silurian series of the north-western part of Tagil structure

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	46.15	52.38	56.97	62.68	69.80	49.74	44.84	46.63	62.31
TiO ₂	0.73	0.48	0.51	0.66	0.21	0.74	0.79	0.70	0.88
Al ₂ O ₃	17.54	17.42	15.16	14.56	13.71	17.02	17.14	16.90	14.41
Fe ₂ O ₃	10.97	10.42	8.42	6.05	2.78	12.79	7.38	8.54	6.10
FeO	—	—	—	—	0.40	—	6.30	3.00	3.10
MnO	0.15	0.18	0.15	0.13	0.04	0.17	0.61	0.26	0.09
MgO	7.12	3.68	3.40	1.85	1.87	2.54	8.00	7.11	1.83
CaO	9.59	6.30	10.72	4.88	3.97	9.18	4.82	7.45	2.03
Na ₂ O	2.26	5.64	2.01	5.63	3.29	4.79	1.23	3.70	5.53
K ₂ O	0.23	0.04	0.03	0.35	0.32	0.02	1.66	1.11	2.19
P ₂ O ₅	0.09	0.05	0.07	0.12	0.12	0.07	0.09	0.16	0.41
Сумма	99.12	99.99	99.32	99.32	100.81	99.90	100.55	100.37	100.37
Li	22.15	3.50	1.88	11.18	13.41	4.23	35.04	13.84	4.34
Rb	2.51	0.20	0.25	2.96	1.79	0.35	29.54	23.78	13.94
Cz	0.08	0.01	0.01	0.18	0.16	—	0.86	0.46	0.07
Sr	281.79	38.22	449.24	288.28	184.15	122.91	139.52	480.96	294.10
Ba	74.69	—	7.63	133.69	27.66	6.54	109.71	293.09	427.55
Sc	40.72	35.10	30.44	25.08	13.28	32.58	22.01	32.57	14.60
V	353.31	225.12	304.43	283.61	43.73	487.48	194.36	240.21	47.59
Cr	225.72	11.24	79.08	32.64	5.68	6.05	14.60	11.94	19.28
Co	44.61	25.97	27.61	17.98	4.88	28.67	27.47	36.27	4.70
Ni	77.61	11.74	22.16	13.39	2.82	10.78	16.09	19.72	4.23
Cu	152.76	77.30	71.02	125.73	12.48	298.02	139.70	163.60	12.27
Zn	66.01	55.28	40.44	56.24	35.89	60.27	164.31	117.19	38.18
Ga	20.59	13.01	18.64	13.79	8.51	18.22	15.59	19.23	19.67
Y	15.91	7.10	10.36	18.54	15.72	8.58	13.85	13.90	25.85
Nb	1.18	0.16	0.63	1.38	0.63	0.24	2.14	2.29	5.88
Ta	0.08	0.02	0.03	0.09	0.04	0.02	0.28	0.19	0.28
Zr	83.94	17.01	44.48	101.60	66.73	15.64	51.62	57.29	162.79
Hf	2.74	0.72	1.25	2.52	1.84	0.61	0.78	0.89	2.33
Mo	0.23	0.50	0.12	0.77	0.12	0.39	0.48	0.92	1.10
Be	0.29	—	0.44	0.49	0.37	0.21	1.33	0.60	1.46
Pb	2.39	1.65	3.33	2.57	2.41	1.74	2.09	1.91	1.49
U	0.44	0.11	0.26	0.41	0.25	0.13	0.19	0.19	0.65
Th	0.96	0.25	0.78	0.98	0.77	0.35	0.48	0.70	2.26
La	6.43	1.69	4.94	7.51	5.00	1.60	9.44	8.97	15.13
Ce	19.24	4.85	14.22	21.87	13.47	4.95	21.27	21.02	36.28
Pr	2.72	0.74	2.06	3.21	1.90	0.74	2.77	2.77	4.77
Nd	12.94	3.72	9.25	15.16	8.99	4.03	11.57	11.75	20.18
Sm	3.33	1.11	2.36	3.84	2.37	1.25	2.69	2.84	4.67
Eu	0.97	0.40	0.75	1.08	0.70	0.53	0.88	0.91	1.23
Gd	3.44	1.29	2.39	3.97	2.77	1.52	2.34	2.41	4.06
Tb	0.52	0.22	0.32	0.55	0.42	0.26	0.31	0.33	0.57
Dy	3.31	1.46	2.06	3.46	3.01	1.71	1.69	1.86	3.25
Ho	0.67	0.32	0.41	0.70	0.63	0.36	0.32	0.36	0.65
Er	1.99	0.98	1.31	2.13	1.84	1.11	0.87	1.00	1.90
Tm	0.30	0.15	0.18	0.32	0.26	0.15	0.12	0.14	0.27
Yb	1.96	1.03	1.24	2.07	1.74	1.11	0.74	0.85	1.69
Lu	0.30	0.16	0.18	0.31	0.27	0.16	0.10	0.12	0.23

Примечание. 1–5 – вулканы павдинской свиты: 1 – базальт, р. Хунтынья (обр. 5147; 62.456° с.ш., 59.964° в.д.); 2 – андезибазальт, р. Большая Сосьва (обр. 2000–5; 62.161° с.ш., 60.00 в.д.); 3 – андезибазальт, р. Лопсия (обр. 7117; 62.458° с.ш., 59.921° в.д.); 4 – андезит, р. Лопсия (обр. 2128; 62.465° с.ш., 59.960° в.д.); 5 – плагиориодацит, р. Хунтынья (обр. 5145–3; 62.458° с.ш., 59.955° в.д.); 6–9 – вулканы именной свиты: 6 – базальт, р. Манья (обр. 2121–16; 62.308° с.ш., 59.967° в.д.); 7 – базальт, водораздел рек Тальтия и Ивдель (обр. С12/97; 60.748° с.ш., 59.952° в.д.); 8 – трахибазальт, водораздел рек Тальтия и Ивдель (обр. С12/81; 60.748° с.ш., 59.952° в.д.); 9 – трахидацит, водораздел рек Тальтия и Ивдель (обр. С11/154; 60.741° с.ш., 59.951° в.д.).

Note. 1–5 – volcanic rocks of Pavda formation: 1 – basalt, Khountinya-river (sample 5147; 62.456° NL, 59.964° EL); 2 – andesibasalt, Bolshya Sosva River (sample 2000–5; 62.161° NL, 60.00 EL); 3 – andesibasalt, Lopsia River (sample 7117; 62.458° NL, 59.921° EL); 4 – andesite, Lopsia River (sample 2128; 62.465° NL, 59.960° EL); 5 – plagiorthoclase, Khountinya-river (sample 5145–3; 62.458° NL, 59.955° EL); 6–9 – volcanic rocks of the named series: 6 – basalt, r. Manya (sample 2121–16; 62.308° NL, 59.967° EL); 7 – basalt, watershed of the Taltia and Ivdel rivers (sample C12/97; 60.748° NL, 59.952° EL); 8 – trachibasalt, watershed of the Taltia and Ivdel rivers (sample C12/81; 60.748° NL, 59.952° EL); 9 – trachidacite, watershed of the Taltia and Ivdel rivers (sample C11/154; 60.741° NL, 59.951° EL).

ite, Lopsia River (sample 2128; 62.465° NL, 59.960° EL); 5 – plagio-rhyodacite, Khuntinya River (sample 5145–3; 62.458° NL, 59.955° EL); 6–9 – volcanic rocks of Imennya formation: 6 – basalt, Manya-river (sample 2121–16; 62.308° NL, 59.967° EL); 7 – basalt, the watershed of Taltiya and Ivdel rivers (sample C12/97; 60.748° NL, 59.952° EL); 8 – trachybasalt, the watershed of Taltiya and Ivdel rivers (sample C12/81; 60.748° NL, 59.952° EL); 9 – trachydacite, the watershed of Taltiya and Ivdel rivers (sample C11/154; 60.741° NL, 59.951° EL).

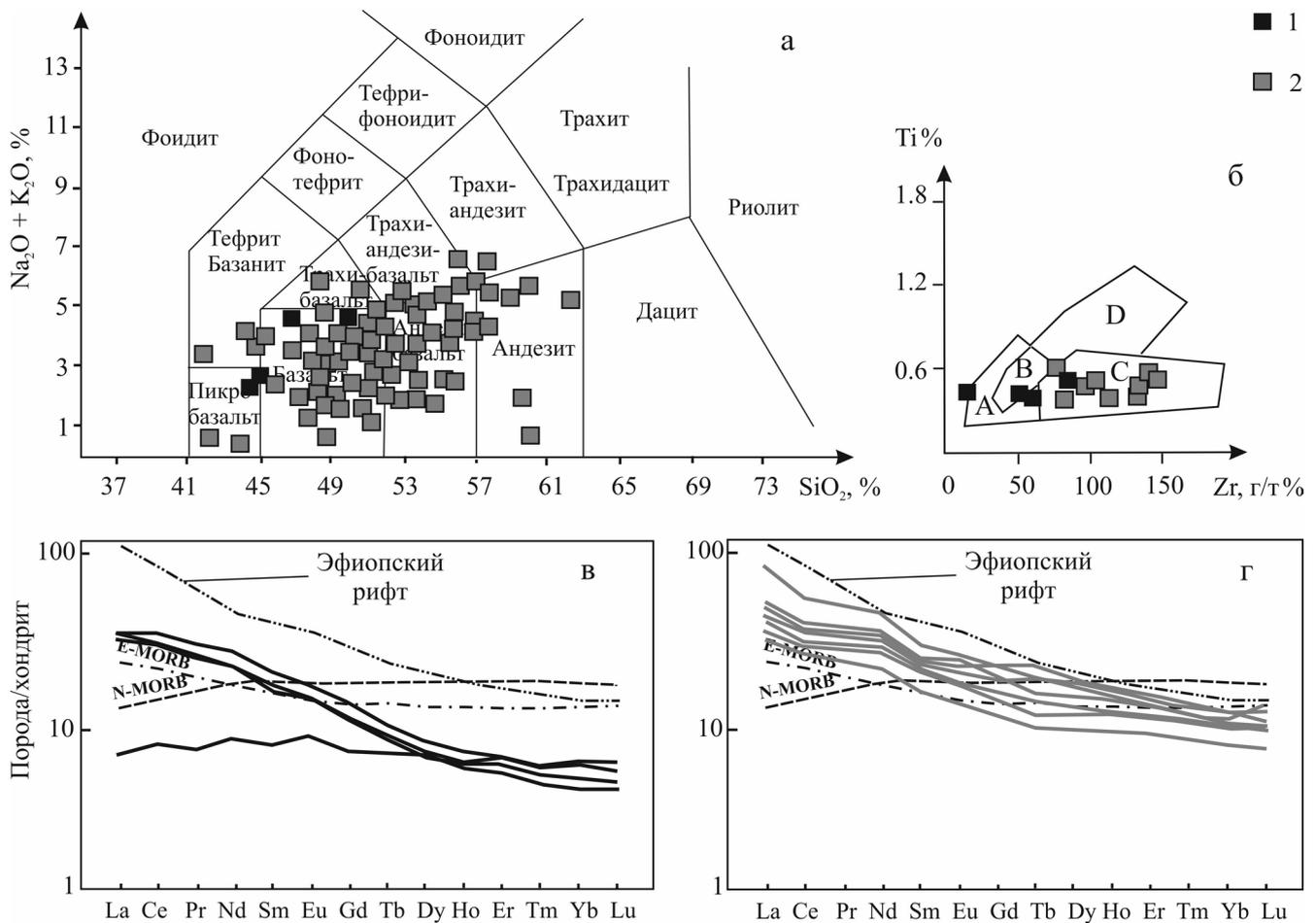


Рис. 3. Дискриминационные диаграммы для вулканитов именовской свиты.

Условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 3. Discrimination diagrams for the Imennya formation volcanic rocks.

Legend see at the fig. 2.

этом же свидетельствуют и высокие значения отношений Zr/Hf и Ta/Yb . Тем не менее низкие величины отношений Ni/Co , Nb/Th не соответствуют типичным для океанических и континентальных структур растяжения. Наблюдаемые в верхнеименовских (гороблагодатских) вулканитах “смешанные” геохимические параметры, не соответствующие в полной мере ни островодужным, ни океаническим породам, могут свидетельствовать о разрыве субдуцируемой плиты и появлении “мантийных окон”. Такой процесс, в частности, привлекается для объяснения особенностей составов позднесилурийских вулканитов Тагильской структуры на Среднем Урале [10]. Нами было высказано предположение, что наблюдаемое изменение геохими-

ческих параметров может быть связано с проявлением в позднем силуре–раннем девоне режима правостороннего скольжения вдоль окраины палеоконтинента (Балтики), что, вероятно, привело к застопориванию субдукционного процесса, разрыву субдуцируемой плиты и проникновению недеплетированного мантийного вещества [13].

ВЫВОДЫ

Проведенные нами исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Возраст и фациальные особенности раннепалеозойских вулканитов северо-западной части Тагильской структуры полностью соответствуют та-

ковым, установленным ранее в средней ее части. Это позволяет картировать на Северном Урале породные комплексы, соответствующие шемурской (кабанской), павдинской, именновской и туринской (сосвинской) свитам.

2. Геохимические особенности исследованных вулканитов также в полной мере соответствуют их среднеуральским возрастным аналогам.

3. Отсутствие до недавнего времени кондиционной геологической карты для охарактеризованного района Северного Урала привело к ошибкам в прогнозировании полезных ископаемых. К примеру, необоснованное увеличение площади распространения колчеданосной базальт-риолитовой формации (шемурской свиты) за счет вулканитов павдинской свиты позволило выделить в данном районе две прогнозные площади – Иоутынскую (Северососвинскую) и Ялпингнерско-Саумскую с общими прогнозными ресурсами меди (P3) более 2000 т [11]. По нашим оценкам, основанным на уточненных геологических картах, ресурсный потенциал меди колчеданного типа (P3) в исследуемом районе не превышает 30–50 тыс. т (без учета Саумской вулcano-тектонической структуры), что в самом благоприятном случае соответствует одному малому месторождению. Учитывая удаленность исследуемого района и полное отсутствие в нем инфраструктуры, отработка здесь малого медноколчеданного месторождения (если бы даже удалось его найти) будет экономически нецелесообразной. Нарушение стадийности геологоразведочных работ (проведение поисков раньше кондиционного ГДП-200) привело к напрасному расходу финансов на дорогостоящие буровые, геофизические и геохимические исследования в труднодоступном и заведомо бесперспективном районе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анцыгин Н.Я., Шурыгина М.В., Наседкина В.А. (1988) Новые данные по стратиграфии палеозоя Северного Урала. *Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы*. М.: МинГео РСФСР, 111-121.
2. Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Богоявленская В.М. (2010) Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 152 с.
3. Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Петров Г.А. (1997) Новые данные по биостратиграфии района Уральской Сверхглубокой скважины. *Ежегодник ИГГ УрО РАН*. Екатеринбург, 7-9.
4. Десятниченко Л.И., Фадеечева И.Ф., Смирнов В.Н., Медведева Т.Ю., Бороздина Г.Н. (2005) Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения. *Литосфера*, (2), 68-96.
5. Иванов К.С., Абдуазимова З.М., Каретин Ю.С., Карстен Л.А. (1992) Биостратиграфическое обоснование возраста вулканогенных толщ по разрезу Уральской СГС (СГ-4). *Уральская СГС. Науч. бур. в России: Сб. тр. ГИПП Недра. Вып. 1*. Ярославль: ГИПП Недра, 175-183.
6. Иванов К.С., Снигирева М.П., Мянник П., Бороздина Г.Н. (2004) Конодонты и биостратиграфия вулканогенно-кремнистых отложений раннего палеозоя, вскрытых Уральской сверхглубокой скважиной СГ-4. *Литосфера*, (4), 89-101.
7. Каретин Ю.С. (2000) Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 276 с.
8. Карстен Л.А., Пучков В.Н. (1987) Новые данные о возрасте польнинского и лагортинского комплексов на Приполярном Урале. *Ежегодник-1986*. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 3-4.
9. Наркисова В.В. (2005) Петрохимия позднеордовикских–раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала (по данным Уральской сверхглубокой скважины и околоскважинного пространства). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 24 с.
10. Носова А.А., Наркисова В.В., Сазонова Л.В. (2002) Надсубдукционный рифтовый магматизм Тагильской палеодуги Урала: геохимические и минералогические свидетельства проявления мантийного метасоматоза. *Рифты литосферы: эволюция, тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые. Тез. докл. Междунар. науч. конф. (VIII чтения А.Н. Заварицкого)*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 220-222.
11. Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала (2010) (под ред. А.Ф. Морозова, О.В. Петрова, А.Н. Мельгунова). СПб.: ВСЕГЕИ, 274 с.
12. Петров Г.А. (2007) Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 181 с.
13. Петров Г.А. (2013) Проявление тектонической обстановки скольжения плит в фанерозойской истории Среднего Урала: постановка проблемы и некоторые направления исследования. *Ежегодник-2012*, Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 160, 56-61.
14. Петров Г.А., Бороздина Г.Н., Тристан Н.И. (2011) Новые данные по стратиграфии Западно-Тагильской зоны на Северном Урале. *Ежегодник-2010*, Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 158, 65-68.
15. Петров Г. А., Бороздина Г.Н., Тристан Н.И., Ильясова Г.А. (2014) Возраст и рудоносность колчеданосной базальт-риолитовой формации Саумской вулcano-тектонической структуры (Северный Урал). *Ежегодник-2013*, Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 161, 95-99.
16. Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Рыбалка А.В. (2008) Предостроводужные палеоспрединовые комплексы Тагильской мегазоны (Средний и Северный Урал). *Известия вузов. Геология и разведка*, (3), 35-42.
17. Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
18. Розен О.М., Бибикина Е.В., Викентьев И.В., Журавлев Д.З., Ляпунов С.М., Покровский Б.Г. (1999) Тагильская синформа: фрагмент энсиматической островной дуги силурийского палеоокеана (по данным геохимического и изотопного исследований керна Уральской скважины СГ-4 в интервале 0–4232 м). *Результаты*

- ты бурения и исследования Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4). *Научное бурение в России: Сб. науч. тр. Вып. 5*. Ярославль: ФГУП НППЦ "Недра", 113-132.
19. Санько Л.А., Степанов А.Е. (2014) Саумская палеовулканическая структура (Северный Урал): характеристика вулканогенных толщ и проблема их расчленения. *Ежегодник-2013*, Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 161, 100-107.
 20. Склярков Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. (2001) Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет Инжиниринг, 288 с.
 21. Шатров В.П. (2005) Основные черты палеотектоники и палеогеографии девонских и раннекаменноугольных бассейнов восточного склона севера Урала. *Литосфера*, (1), 82-95.
 22. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. (1995) Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика. *Геотектоника*, (6), 32-44.
 23. Barberi F., Ferrara G., Santacrose R. (1975) A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, (1), 65-78.
 24. Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J., Phinney D.L. (1995) Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2 GPa: Constraints of the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, (59), 3331-3350.
 25. Le Bas M.J., Le Matre 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.
 26. Münker C. (1998) Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back-arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques. *Chemical Geology*, (144), 23-45.
 27. Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., 230-249.
 28. Pearce J.A., Cann J.R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, (19), 290-300.
 29. Salters V.J.M., Stracke A. (2004) Composition of the depleted mantle. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, (5), Q05B07, Doi: 10.1029/2003GC000597.
 30. Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. (Eds A.D. Saunders and M.J. Norry), Geol. Soc. London. Spec. Publ., 313-345.

New data on stratigraphy of the Silurian strata of Tagil structure in the Northern Urals

G. A. Petrov, G. N. Borozdina, N. I. Tristan, G A. Il'yasova

*Uralian Geological Survey Expedition
Institute of Geology and Geochemistry of Russian Academy of Science*

At the poorly studied area of Northern Urals the Early-Paleozoic volcanic complexes were allocated, dated and characterized. Volcanic rocks in researching area were formed during period from Late Ordovician to Early Devonian and were attributed to Palnikshor (Vyja), Shemur, Pavda, Imennya and Sos'va (Tura) formations. The greatest attention was paid to Silurian volcanic strata; it was found that they are do not differ from the Pavda and Imennya formations of Middle Urals by the age, facies features and geochemical parameters. Rocks of sulphide deposits bearing Shemour formation have a low scale at the researching area, so it is not possible to predict the presence of large and medium copper deposits.

Key words: *Tagil structure, the Northern Urals, stratigraphy, geochemistry, volcanic rocks.*

REFERENCES

1. Antsygin N.Ya., Shurygina M.V., Nasedkina V.A. (1988) New data on the stratigraphy of the Northern Urals Paleozoic. *Geologicheskoe razvitiye Urala: dostizheniya i problemy* [Geological development of the Urals: Achievements and Challenges]. Moscow, Ministry of Geology of the RSFSR, 111-121. (In Russian)
2. Borozdina G.N., Ivanov K.S., Bogoyavlenskaya V.M. (2010) *Stratigrafiya vulkanogennykh i vulkanogenno-osadochnykh otlozhenii Salatimskoi i Tagil'skoi zon Ural* [Stratigraphy of volcanic and volcanic-sedimentary deposits of Salatim and Tagil zones of the Urals. Ekaterinburg, Urals Branch of Russian Academy of Sciences, 152 p. (In Russian)
3. Borozdina G.N., Ivanov K.S., Petrov G.A. (1997) New data on biostratigraphy of the Ural region ultra-deep wells. *Ezhegodnik-1996*. Ekaterinburg, IGG Uro RAN, 7-9. (In Russian)
4. Desyatneychenko L.I., Fadeicheva I.F., Smirnov V.N., Medvedeva T.Yu., Borozdina G.N. (2005). The Late-Silurian volcanic complexes Tagil Zone (eastern slope of the Middle Urals): material composition, age, refined partition scheme. *Litosfera*, (2), 68-96. (In Russian)
5. Ivanov K.S., Abduazimova Z.M., Karetin Yu.S., Karsten L.A. (1992) Study of biostratigraphic age volcanic strata in the section of the Ural GHS (SH-4). Ural'skaya SGS. *Nauchnoe burenie v Rossii. Trudy GNPP Nedra. Vyp. 1* [Sci. Drilling in Russia: Proc. SSPE Nedra. Vol. 1]. Yaroslavl', SSPE Nedra, 175-183. (In Russian)
6. Ivanov K.S., Snigireva M.P., Myannik P., Borozdina G.N. (2004). Conodonts and biostratigraphy volcanogenic-sil-

- iceous sediments of Early Paleozoic, exposed by Ural ultra-deep wells SG-4. *Litosfera*, (4), 89-101. (In Russian)
7. Karetin Yu.S. (2000) *Geologiya i vulkanicheskie formatsii raiona Ural'skoi sverkhglubokoi skvazhiny SG-4* [Geology and volcanic formations of the Ural ultra-deep well SG-4 region]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 276 p. (In Russian)
 8. Karsten L.A., Puchkov V.N. (1987) New data on the age and Polinsk and Lagorta complexes in the Polar Urals. *Ezhegodnik-1986*, Sverdlovsk, IGG UNTs AN SSSR, 3-4. (In Russian)
 9. Narkisova V.V. (2005) *Petrohimiya pozdneordovikskikh-rannedevonskikh bazal'toidov yuzhnoi chasti Tagil'skoi zony Srednego Urala (po dannym Ural'skoi sverkhglubokoi skvazhiny i okoloskvazhinnogo prostranstva)*. *Avtoreferat dis. ... kand. geol.-min. nauk* [Petrochemical of the Late Ordovician–Early Devonian basalts of southern Tagil zone of the Middle Urals (according to the Ural super-deep well and borehole environment). Cand. geol. and mineral. sci. abstract diss.]. Moscow State University, 24 p. (In Russian)
 10. Nosova A.A., Narkisova V.V., Sazonova L.V. (2002) Suprasubduction rift magmatism of Tagil Urals paleoarc: geochemical and mineralogical evidence of manifestations of mantle metasomatism. *Rifty litosfery: evolyutsiya, tektonika, magmaticheskie, metamorficheskie i osadochnye komplekсы, poleznye iskopaemye. Tez. docl. Mezhdunar. nauch. konf. (VIII chteniya A.N. Zavaritskogo)* [Rifts lithosphere: the evolution, tectonics, igneous, metamorphic and sedimentary complexes, minerals. Thesis of rep. Intern. scientific. Conf. (VIII reading Zavaritskii AN)]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 220-222. (In Russian)
 11. *Osnovnye cherty geologicheskogo stroeniya i mineral'no-syr'evoi potentsial Severnogo, Pripolyarnogo i Polyarnogo Urala* (2010) (Ed. A.F. Morozova, O.V. Petrova, A.N. Mel'gunova) [The main features of the geological structure and mineral resource potential of the Northern, Subpolar and Polar Urals (2010) (Eds.: A.F. Morozova, O.V. Petrova, A.N. Mel'gunova) St-Petersburg, VSEGEI Publ., 274 p. (In Russian)]
 12. Petrov G.A. (2007) *Usloviya formirovaniya kompleksov zony Glavnogo Ural'skogo razloma na Severnom Urale* [The conditions of formation of the complexes of Main Uralian Fault zone in the Northern Urals]. Ekaterinburg, UGGU Publ. 181 p. (In Russian)
 13. Petrov G.A. (2013) The manifestation of the tectonic plates sliding conditions in the Phanerozoic history of the Middle Urals: problems and some areas of research. *Ezhegodnik-2012*, Proc. IGG UrO RAN. V. 160, 56-61. (In Russian)
 14. Petrov G.A., Borozdina G.N., Tristan N.I. (2011) New data on the stratigraphy of West Tagil area in the Northern Urals. *Ezhegodnik-2010*, Proc. IGG UrO RAN. V. 158, 65-68. (In Russian)
 15. Petrov G.A., Borozdina G.N., Tristan N.I., Il'yasova G.A. (2014) Age and mineralization of pyrite-bearing basalt-rhyolite formation in Saum volcano-tectonic structure (the Northern Urals). *Ezhegodnik-2013*, Proc. IGG UrO RAN. V. 161, 95-99. (In Russian)
 16. Petrov G.A., Maslov A.V., Ronkin Yu.L., Rybalka A.V. (2008) Prior to island arc paleo-spreading complexes of Tagil megazone (Middle and Northern Urals). *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geologiya i razvedka*, (3), 35-42. (In Russian)
 17. Puchkov V.N. (2000) *Paleogeodinamika Yuzhnogo i Srednego Urala* [Paleogeodynamics of Southern and Middle Urals]. Ufa, Dauriya Publ., 146 p. (In Russian)
 18. Rozen O.M., Bibikova E.V., Vikent'ev I.V., Zhuravlev D.Z., Lyapunov S.M., Pokrovskii B.G. (1999) Tagil synform: snippet ensimatic island arc Silurian paleocean (according to geochemical and isotopic studies of the Ural well SG-4 core within the range of 0-4232 m). *Rezultaty bureniya i issledovaniya Ural'skoi sverkhglubokoi skvazhiny (SG-4). Nauchnoe burenie v Rossii: Sb. nauch. tr., Vyp. 5*. [The results of drilling and study of the Ural super-deep well (SH-4). Scientific drilling in Russia: Proc. scientific. V. 5]. Yaroslavl', FGUP NPTs "Nedra", 113-132.
 19. San'ko L.A., Stepanov A.E. (2014). Saum paleovolcanic structure (Northern Urals): characterization of volcanic strata, and the problem of their dismemberment. *Ezhegodnik-2013*, Proc. IGG UrO RAN. V. 161, 100-107. (In Russian)
 20. Sclyarov E.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Ivanov A.V., Letneykova E.F., Mironov A.G., Barash I.G., Bulanov V.A., Sizykh A.I. (2001) *Interpretatsiya geohimicheskikh dannykh* [The interpretation of geochemical data]. Moscow, Internet Engineering Publ., 288 p. (In Russian)
 21. Shatrov V.P. (2005) Main features of paleotektonics and paleogeography of Devonian and Early Carboniferous basins of the north eastern slope of the Urals *Litosfera*, (1), 82-95. (In Russian)
 22. Yazeva R.G., Bochkarev V.V. (1995). Silurian island arc of the Urals: the structure, evolution, geodynamics. *Geotektonika*, (6), 32-44. (In Russian)
 23. Barberi F., Ferrara G., Santacroce R. (1975) A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, (1), 65-78.
 24. Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J., Phinney D.L. (1995) Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2 GPa: Constraints of the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, (59), 3331-3350.
 25. Le Bas M.J., Le Matre 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.
 26. Münker C. (1998) Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back-arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques. *Chemical Geology*, (144), 23-45.
 27. Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., 230-249.
 28. Pearce J.A., Cann J.R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, (19), 290-300.
 29. Salters V.J.M., Stracke A. (2004) Composition of the depleted mantle. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, (5), Q05B07, Doi: 10.1029/2003GC000597.
 30. Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. (Eds A.D. Saunders and M.J. Norry), Geol. Soc. London. Spec. Publ., 313-345.