

УДК 550.93(571.1)

О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОИДОВ И “ДРЕВНЕГО” ФУНДАМЕНТА НА ВОСТОКЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ (ПЕРВЫЕ U–Pb-ДАННЫЕ)

© 2011 г. К. С. Иванов, Ю. В. Ерохин

Представлено академиком В.А. Коротеевым 22.06.2010 г.

Поступило 15.07.2010 г.

Наибольшие запасы углеводородного сырья России приурочены к Западно-Сибирской молодой платформе. Исследование возраста, состава и строения ее фундамента является одной из наиболее приоритетных, но еще далеко не решенных задач. Докембрийские образования наименее изучены из доюрских комплексов Западной Сибири. Согласно представлениям многих исследователей [1, 2 и др.], они достаточно широко распространены на территории Западно-Сибирской плиты. Долгое время считалось [2, 3], что наиболее нефтеперспективными участками Западной Сибири являются именно районы распространения докембрийских блоков в ее фундаменте. Позднее было показано [4–6], что протерозойские образования в фундаменте Западной Сибири вообще не установлены.

Новые данные получены в междуречье рек Вах и Елогуй в восточной части Западно-Сибирской плиты (восток Ханты-Мансийского автономного округа – Югры), где на Тыньярской разведочной площади пробурены глубокие скважины 100 и 101 (рис. 1). Скважины заложены на локальном поднятии (Тыньярское) с целью изучения геологического строения и оценки нефтегазосности [7, 8]. Под мезозойским чехлом на глубине 1786 м они вскрыли экструзивное тело кислых эффузивов, которые через 300 м переходят в гипабиссальные микропегматитовые гранит-порфиры, а глубже (с 2590 до 2627 м по скв. 101) – в монотонные крупно- и среднезернистые гранитоиды. С глубиной, от кислых эффузивов к плутонитам, отмечается нарастание кремнезема (SiO_2 от 59–62 до 73–74%) и щелочей ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ от 7–8 до 9–9.5%). На диаграммах вулканыты из верхней части разреза располагаются в полях дацитов и трахидацитов, а из нижней – попадают на границу полей трахириолитов и риолитов. Гранитоиды

оказались в поле щелочных гранитов рядом с верхней границей субщелочных пород (щелочные лейкограниты, аляскиты и т.д.). Таким образом, определен щелочной характер вулканоплутонической кремнекислой системы. По содержаниям микроэлементов эти гранитоиды относятся на дискриминационных графиках к внутриплитным гранитоидам А-типа.

Вулканыты верхней части разреза подвержены достаточно интенсивным вторичным изменениям. В субвулканытах (микропегматытах) сохранились участки свежих пород. Они содержат эгирин, который замещается вторичным сидеритом. Из полевых шпатов встречаются микроклин, анортоклаз и альбит; последний только в виде пертитов. Остальную массу породы составляет кварц. Акцессорные минералы представлены цирконом, ильменитом, магнетитом, титанитом, монацитом и бастнезитом-(Ce).

Гранитоиды сложены кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и слюдой. Зерна полевых шпатов зональны: центр и край сложены микроклином, промежуточная зона – анортоклазом, а кайма олигоклазом. Другой плагиоклаз (альбит) образует пертитовые вроски в КПШ и собственные мелкие индивиды. Слюда относится к магнезиальному анниту с невысокими содержаниями титана (TiO_2 до 4.4 мас. %) и замещается хлоритом. Из акцессорных минералов наиболее часто встречаются циркон, фторапатит и магнетит. Отмечаются торит, торогуммит, настуран, чевкинит-(Ce) и синхизит-(Ce).

Возраст пород определяли несколькими методами. Изучение K–Ar-возраста всех разновидностей пород позволило [8] определить возраст Тыньярского риолит-гранитового массива как позднекаменноугольно-раннепермский (268–331 млн лет), но наиболее вероятен – раннепермский, так как по высококалийным породам получен более узкий интервал 268–272 млн лет.

Проведено выделение и изучение цирконов из проб Тынь-101/2590 м и Тынь-100/2204 м. Большинство выделенных зерен циркона представляют со-

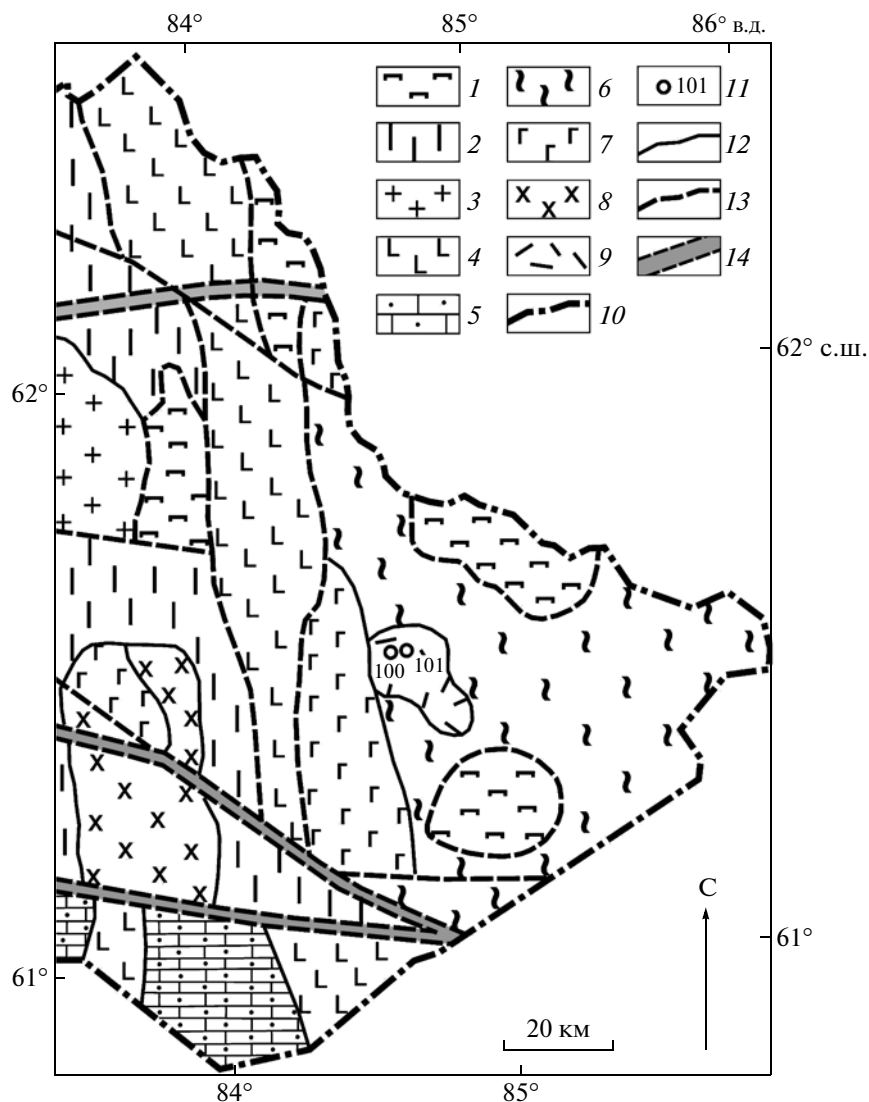


Рис. 1. Геологическая схема фундамента Западно-Сибирской платформы на востоке Ханты-Мансийского автономного округа (составили К.С. Иванов, В.Б. Писецкий, 2010 г.). 1 – серпентинизированные ультрабазиты; 2 – кристаллические сланцы, вероятно докембрий; 3 – граниты, гранодиориты; 4 – базальты триаса; 5 – терригенно-карбонатные толщи раннего–среднего палеозоя; 6 – терригенно-кремнистые черносланцевые толщи среднего палеозоя; 7 – габбро, габбро-диориты; 8 – диориты; 9 – риолиты, гранит-порфиры, граниты, ранняя пермь; 10 – граница ХМАО; 11 – скважины; 12 – геологические границы; 13 – разломы; 14 – зоны расщепления.

бой кристаллы короткопризматического облика или их обломки. Размер зерен от 100 до 200 мкм по длинной оси (удлинение 1:2–1:3). Кроме того, в пробе Тын-101/2590 м отмечаются и совершенно другие цирконы округлой формы (рис. 2). На их катодолюминесцентных изображениях можно видеть, что исходные цирконы в некоторых случаях обросли каймой. В пробе Тын-100/2204 м обнаружены резорбированные оплавленные цирконы с неровной поверхностью без кристалломорфологических признаков. Анализ цирконов выполнялся в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) на приборе SHRIMP-II по классической методике [9]. Для цирконов получены со-

вершенно различные возрасты, что хорошо видно в табл. 1.

Дипирамидальные и оплавленные резорбированные кристаллы циркона в двух пробах имеют возраст 270–280 млн лет. Из них по 5 замерам получен надежный конкордантный возраст 277.0 ± 3.9 млн лет для пробы Тын-101/2590 м (рис. 3) и по 8 замерам – 274.4 ± 3.4 млн лет для пробы Тын-100/2204 м. Небольшие различия в возрасте центральных частей кристаллов циркона (~281 млн лет) и их краевых частей (~272 млн лет) почти перекрываются доверительными интервалами определений. Возрасты цирконов “округлого” морфотипа (зерна 1, 2, 7) отличаются от бипирамидаль-

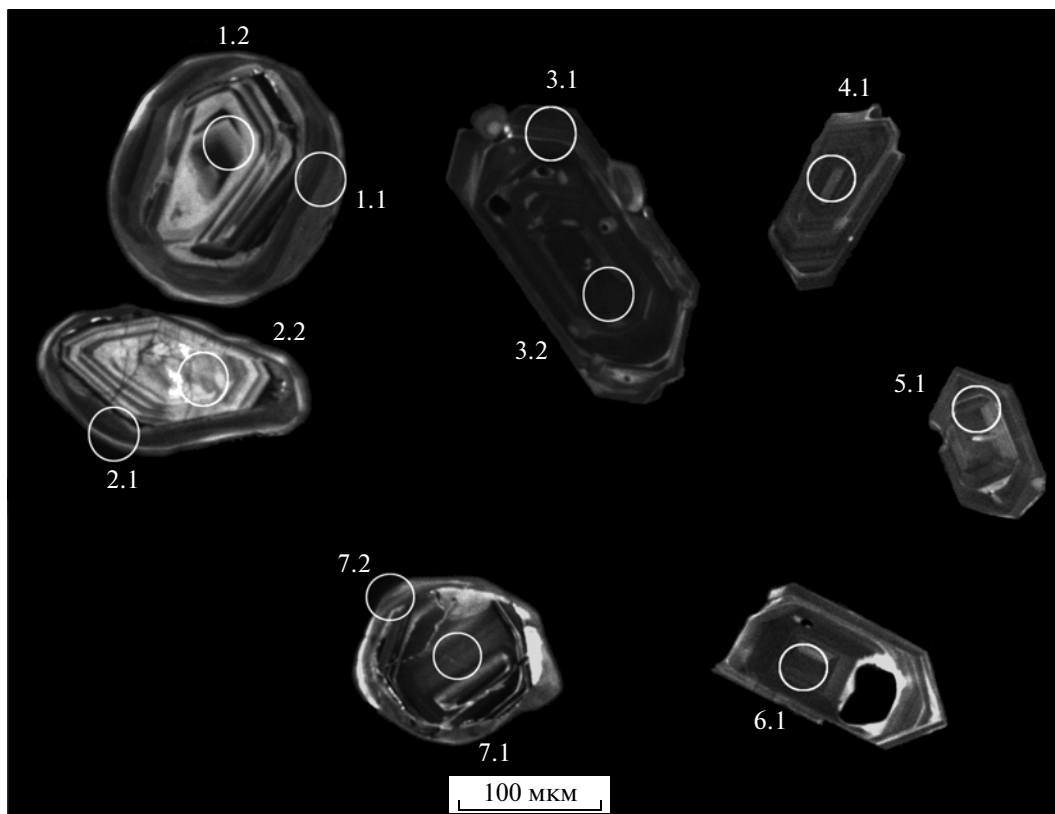


Рис. 2. Изображения цирконов из тыньярских гранитов в катодных лучах (проба Тын-101/2590 м).

ных почти на порядок (см. табл. 1 и рис. 3) и среди них нет датировок моложе 1300 млн лет.

В целом по U–Pb-системе цирконов гранитоидов Тыньярской площади фиксируется не менее чем двухэтапная геологическая история. Возраст

277 млн лет (нижнее пересечение конкордии и дискордии) очевидно отвечает этапу магматического внедрения и застывания субвулканического гранит-риолитового тела, что хорошо соответствует K–Ar-возрасту этого тела; три из пяти

Таблица 1. U–Pb-возраст цирконов из гранита Тыньярской площади (проба Тын-101/2590 м)

Зерно	$^{206}\text{Pb}_c$	$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th	Возраст, млн лет $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	± %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	± %
	%	г/г							
1.1	0.37	75.9	326	27	1542 ± 22	4.58	3.4	0.2703	1.6
1.2	0.26	73.6	226	140	2063 ± 29	6.65	1.9	0.3772	1.6
2.1	—	74.4	382	21	1317 ± 19	3.71	2.3	0.2267	1.6
2.2	0.55	28.3	142	55	1333 ± 20	3.75	3.6	0.2298	1.7
3.1	0.82	21.3	572	258	271.8 ± 4.5	0.31	8.5	0.0431	1.7
3.2	0.79	28.2	753	391	273.2 ± 4.4	0.29	8	0.0433	1.7
4.1	0.02	43.6	1139	613	281.1 ± 4.3	0.32	3.6	0.0446	1.6
5.1	0.41	28.6	752	339	278.1 ± 4.3	0.31	3.6	0.0441	1.6
6.1	0.10	26.7	696	340	281.2 ± 4.4	0.32	2.8	0.0446	1.6
7.1	0.18	76.4	246	271	1986 ± 27	6.26	1.8	0.3607	1.6
7.2	—	67.1	351	40	1296 ± 28	3.44	5.3	0.2227	2.4

Примечание. Pb_c и Pb^* – обыкновенный и радиогенный свинец; погрешности калибровки относительно стандартов 0.29%; поправка на нерадиогенный свинец по ^{204}Pb .

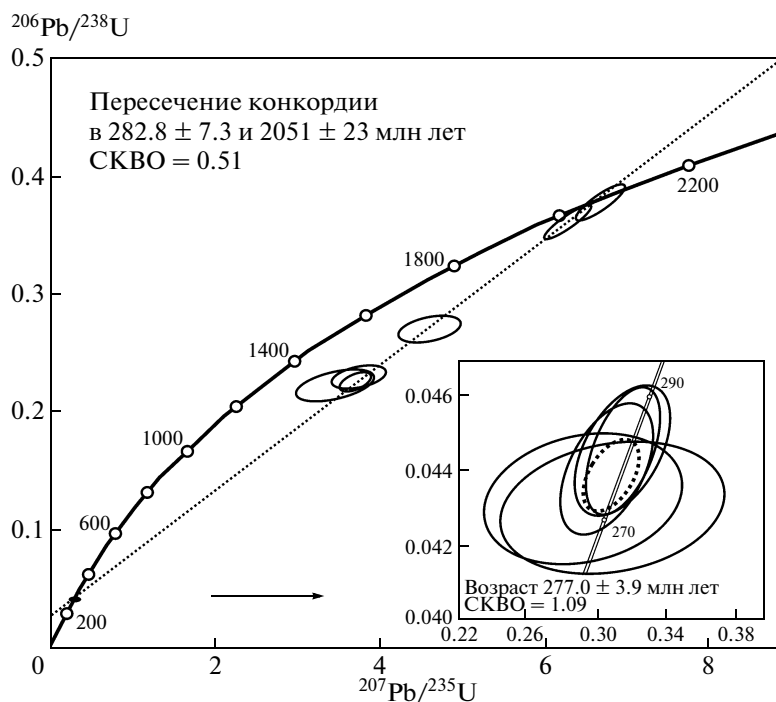


Рис. 3. График с конкордией для цирконов из Тыньярских гранитов Западной Сибири (проба Тын-101/2590 м).

определений дали 268, 270 и 272 млн лет. Несколько более молодой К–Аг-возраст обусловлен, по всей видимости, тем, что U–Pb-система фиксируется в цирконах при температуре примерно на 300°C выше, чем К–Аг-система в полевых шпатах и породе в целом. Таким образом, можно обоснованно предполагать, что Тыньярское субвулканическое тело остывало после внедрения примерно 5 млн лет.

Событие с возрастом 2051 ± 23 млн лет (верхнее пересечение конкордии и дискордии) свидетельствует, что раннепермская гранитная магма взаимодействовала с древним веществом такого возраста. Возникает вопрос – что это за вещество? Основных предположений два:

1. Это может быть древний гранитно-метаморфический фундамент, в результате частичного плавления которого и образовалось Тыньярское риолит-гранитное тело (или, если оно зародилось глубже, то могло подниматься, проплавляя этот фундамент; содержания Rb и Sr [10] позволяют предполагать глубину образования этих гранитоидов 20–30 км).

2. Древние цирконы могли быть частью кластической породы, например, песчаника раннепалеозойского или вендского возраста, сформированного за счет размыва древнего Сибирского кратона. При проплавлении Тыньярским риолит-гранитным телом этих осадочных пород циркон, как весьма тугоплавкий минерал, мог попасть в состав гранитоидов.

Исходя из наличия в округлых цирконах регенерированной каймы, возраст которой, по-видимому, лишь немногим менее возраста их ядерной части, более вероятной представляется первая из этих гипотез.

Таким образом, весьма вероятно наличие древнего (~2 млрд лет) сиалического фундамента под Тыньярской площадью. Это, во-первых, необходимо учитывать при интерпретации сейсмических профилей и других геофизических данных, во-вторых, это резко отличает данную площадь от западных районов Западно-Сибирской платформы, где фундамент сложен уралидами и не содержит древних протерозойских блоков [5 и др.]. По всей видимости, этот древний фундамент представляет собой край Сибирской платформы, утоненный при позднепротерозойском–раннепалеозойском рифтогенезе и растяжении.

Мы выражаем признательность Департаменту по нефти, газу и минеральным ресурсам ХМАО–Югры и В.А. Волкову (НАЦ РАН им. В.И. Шпильмана) за содействие исследованиям.

Мы благодарим Н.В. Родионова (ЦИИ ВСЕГЕИ) за анализы цирконов.

Работа выполнена в рамках программы ОНЗ РАН № 10 “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ” (проект УрО 09–Т–5–1009), интеграционной программы УрО–СО РАН и РФФИ (проект 11–05–00098а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др.* Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 690 с.
2. *Балабанова Т.Ф., Перугин Н.Н.* // Сов. геология. 1981. № 12. С. 76–87.
3. *Бочкарев В.С., Криночкин В.Г.* В кн.: Тектоника платформенных областей. М.: Наука, 1988. С. 80–104.
4. *Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В.* // Литосфера. 2005. № 3. С. 117–135.
5. *Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Кормильцев В.В. и др.* В кн.: Геодинамика и рудные месторождения (И чтения С.Н. Иванова). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 50–59.
6. *Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф. и др.* // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 484–501.
7. *Елисеев В.Г., Демичева К.В., Крениг Е.А. и др.* В кн.: Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 2008. Т. 1. С. 129–139.
8. *Федоров Ю.Н., Елисеев В.Г., Иванов К.С. и др.* // Вестн. недропользователя. 2006. № 17. С. 19–24.
9. *Williams I.S.* // *Revs Econ. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.
10. *Condie K.C.* // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1979. V. 84. № 9. P. 2981–2992.