

УДК 552.4

ГНЕЙСЫ И ГРАНИТОИДЫ ФУНДАМЕНТА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ: ОГРАНИЧЕНИЯ НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ АРХЕЙСКОЙ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОРЫ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ТУНГУССКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА И МАГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮГ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

© 2024 г. О. М. Туркина^{a, *}, А. В. Плюснин^b, Т. В. Донская^c, И. О. Афонин^d, С. С. Санин^e

^aИнститут геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

^bТюменский государственный университет, Тюмень, Россия

^cИнститут земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

^dТомский государственный университет, Томск, Россия

^eТюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия

*e-mail: turkina@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 15.08.2023 г.

После доработки 12.10.2023 г.

Принята к публикации 16.11.2023 г.

Представлены геохимические и геохронологические данные по гнейсам и гранитоидам из трех глубоких скважин (Ялыкская-4, Даниловская-532, Средненепская-1) в фундаменте юго-западной части Непско-Ботуобинского поднятия. На основании U-Pb датирования циркона установлено три этапа гранитоидного магматизма: 2.8, 2.0 и 1.87 млрд лет. На рубеже 2.8 млрд лет формировались магматические ТТГ-протолиты биотит-амфиболовых гнейсов (скв. Ялыкская-4), которые представляют мезоархейскую кору и испытали термальное воздействие в конце неогархея (~2.53 млрд лет), типичное для Тунгусского супертеррейна Сибирского кратона. Биотитовые гнейсограниты (~2.0 млрд лет) (скв. Даниловская-532), коррелирующие по возрасту с гранитоидами фундамента Маганского террейна и Ачитканского складчатого пояса, формировались из метаосадочного источника, образованного при эрозии преимущественно пород палеопротерозойской ювенильной коры. Граниты А-типа (скв. Средненепская-1) с возрастом 1.88 млрд лет отвечают главному рубежу постколлизийного гранитообразования в пределах Южно-Сибирского магматического пояса. Биотит-амфиболовые гнейсы с возрастом 2.8 млрд лет маркируют положение восточной границы архейской коры в южной части Тунгусского супертеррейна с областью палеопротерозойской ювенильной коры, разделенных переходной зоной, гранитоиды которой имеют промежуточные изотопные характеристики. Изотопный состав палеопротерозойских гнейсов и гранитоидов свидетельствует о том, что пограничная с Тунгусским супертеррейном область – южная часть Маганского террейна включает блоки как архейской, так и палеопротерозойской коры, что определяет ее сходство с Ачитканским складчатым поясом и аккреционными орогенами. Финальная амальгамация Тунгусского супертеррейна с блоками восточной части фундамента Сибирского платформу отвечает рубежу 1.88 млрд лет.

Ключевые слова: фундамент Сибирской платформы, гнейсы, гранитоиды, архейская и палеопротерозойская кора

DOI: 10.31857/S0869590324040024 **EDN:** BZQOLA

ВВЕДЕНИЕ

Сибирский кратон является наиболее крупным и наименее изученным на Евразийском континенте, поскольку большая часть его фундамента перекрыта мощным (2–5 км) мезопротерозойским до нижнемелового чехлом. Ключевыми для

понимания его структуры и геологической истории являются вопросы районирования закрытых территорий. Геофизические (магнитные и гравиметрические) данные служили основой для всех предложенных схем строения фундамента и выделения нескольких тектонических провинций: Тунгусской, Анабарской, Оленекской, Алданской и Становой

(Rosen et al., 1994; Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006; Donskaya, 2020; Priyatkina et al., 2020).

Различаясь в деталях, касающихся границ отдельных провинций, во всех предложенных схемах западная половина Сибирского кратона относится к наиболее крупной Тунгусской провинции (супертеррейну) (рис. 1). Южная ее часть, обнаженная в Шарыжалгайском выступе, до последнего времени служила основным источником информации о геологическом строении и возрасте, слагающих ее комплексов. В рамках современных представлений тектонические провинции фундамента образованы преимущественно архейской корой. Синтез данных по коллизионным орогенам и маркирующим их гранитоидам позволил не только доказать, что формирование кратона завершилось в позднем палеопротерозое (Rosen et al., 1994; Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006; Smelov, Timofeev, 2007; Глебовицкий и др., 2008), но и детализировать последовательность процессов сочленения отдельных блоков, происходивших в широком временном диапазоне ~2.0–1.84 млрд лет (Donskaya, 2020). В пределах обнаженных частей Тунгусского супертеррейна коллизионный метаморфизм, гранитоидный и базитовый магматизм происходили от 1.88 до 1.84 млрд лет (Туркина, Капитонов, 2019; Донская и др., 2014, 2019а), но эти процессы на южном фланге Тунгусского супертеррейна, скорее, маркируют его сочленение с Лаврентией или неизвестными блоками на ранних стадиях образования палеопротерозойского суперконтинента Колумбия (Нуна). Области сочленения архейских террейнов рассматриваются как коллизионные швы (орогены). В ряде случаев это доказано. Например, в обнаженных структурах Анабарского шита Котуйканская и Биляхская шовные зоны маркируются коллизионными гранитоидами и субсинхронным метаморфизмом на рубеже 1.98–1.96 млрд лет, что определяет наиболее ранние процессы сочленения Далдынского террейна с Маганским и Оленекским (Смелов и др., 2012; Гусев и др., 2013).

Граница между Тунгусским супертеррейном и Маганским террейном, относящимся к Анабарской провинции (супертеррейну), — Саяно-Таймырский (Байкало-Таймырский) орогенный пояс (шовная зона), почти полностью скрыта под осадочным чехлом, что порождает спекуляции как о его тектонической природе, так и времени/характере процессов, приведших к его формированию. В. А. Глебовицкий с соавторами (Глебовицкий и др., 2008) рассматривали эту границу как значительный по ширине палеопротерозойский Восточно-Тунгусский складчатый пояс. Существуют и другие точки зрения, трактующие эту зону либо как коллизионный ороген, сформированный при столкновении блоков архейской коры (Розен, 2003; Donskaya, 2020; и т.д.), либо как аккреционный ороген,

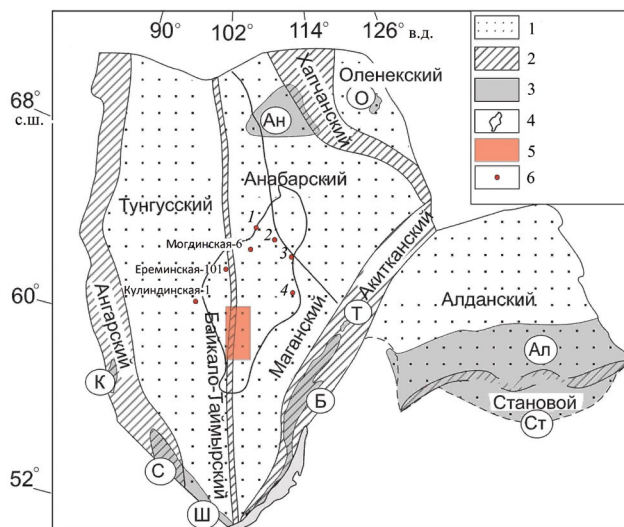


Рис. 1. Тектоническая схема строения фундамента Сибирской платформы, по (Donskaya, 2020) с изменениями. 1 – супертеррейны; 2 – палеопротерозойские орогенные пояса; 3 – выступы фундамента (цифры в кружках): Ал – Алданский, Ст – Становой, О – Оленекский, Ан – Анабарский, К – Канский, С – Саянский, Ш – Шарыжалгайский, Б – Байкальский, Т – Тонодский; 4 – границы Непско-Ботубинской антеклизы (НБА); 5 – район расположения изученных скважин (контур рис. 2); 6 – положение скважин в Тунгусском супертеррейне и Маганском террейне: 1 – Унга-Хасынская-2980, 2 – Мегеляхская-2441, 3 – Сюльдюкарская-10-1, 4 – Среднеботубинская-1, по (Ларичев и др., 2022). Расположение скважин Кулиндинская-1 и Ереминская-101 по (Самсонов и др., 2022), скв. Могдинская-6 по (Попов и др., 2015).

образованный в результате палеопротерозойских субдукционных процессов (Priyatkina et al., 2020).

С целью приблизиться к пониманию структуры и возраста коры зоны сочленения Тунгусского супертеррейна и Маганского террейна Анабарского супертеррейна были изучены породы фундамента на юго-западе Непско-Ботубинской антеклизы (рис. 1). В качестве материала для исследования мы использовали керн из трех глубоких скважин. В настоящей работе представлены данные по составу и изотопным параметрам гнейсов и гранитоидов, U-Pb возрасту циркона из этих пород с целью обосновать гетерогенность коры данного региона, представленной как неоархейскими, так и палеопротерозойскими комплексами ювенильной природы, а также предложить новую тектоническую интерпретацию.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Содержания главных элементов в породах определены в Центре коллективного пользования

Таблица 1. Содержание главных (мас. %) и редких (г/т) элементов в гнейсах и гранитоидах фундамента Непско-Ботуобинской антеклизы

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Ял-4	42	43	44	Дн-532	32	33	35	36
SiO ₂	68.44	73.40	72.54	72.58	73.25	68.06	68.06	72.62	72.86
TiO ₂	0.35	0.32	0.31	0.29	0.29	0.28	0.28	0.31	0.31
Al ₂ O ₃	15.40	13.52	13.80	13.93	12.50	18.10	18.10	14.53	14.16
Fe ₂ O ₃ *	3.73	3.01	3.01	2.88	3.99	3.78	3.78	3.62	3.56
MnO	0.05	0.03	0.03	0.03	0.04	0.01	0.01	0.03	0.02
MgO	1.10	1.17	1.40	1.67	0.76	1.26	1.26	0.70	0.73
CaO	2.98	2.95	2.87	2.40	0.72	2.25	2.25	2.15	1.71
Na ₂ O	4.24	3.74	3.74	3.59	1.47	0.35	0.35	1.91	1.82
K ₂ O	2.48	1.77	2.21	2.55	5.96	5.76	5.76	3.92	4.66
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.15	0.15	0.21	0.16
П.п.п.	0.51	1.08	2.64	1.15	0.59	3.71	3.71	0.77	0.64
Сумма	99.46	99.43	99.53	99.70	99.77	99.60	99.60	99.46	99.51
Th	10.7	13.7	17.6	5.5	16.6	11.3	19.3	16.8	22.9
U	0.41	1.6	0.9	0.9	4.0	2.4	8.0	14.5	14.1
Rb	66	61	62	62	193	182	190	220	236
Ba	538	172	279	387	624	404	428	380	520
Sr	317	359	300	281	69	203	77	69	89
La	30	29.0	34.6	17.2	29	30.3	37.9	27.9	33.8
Ce	55	53.9	62.5	32.5	64	57.5	74.4	55.3	71.1
Pr	5.6	5.3	6.0	3.5	7.4	6.8	9.0	6.6	7.8
Nd	17.4	20.3	20.9	13.0	27	27.9	37.0	27.4	29.6
Sm	2.7	3.0	2.7	2.9	5.6	5.9	8.1	6.8	6.3
Eu	0.58	0.70	0.69	0.80	0.80	0.86	0.83	0.75	0.98
Gd	2.4	2.41	2.29	1.88	4.9	4.04	6.04	5.33	5.68
Tb	0.31	0.39	0.28	0.26	0.78	0.59	0.91	0.92	0.82
Dy	1.75	1.94	1.33	1.50	4.4	2.58	3.67	4.06	3.83
Ho	0.35	0.35	0.26	0.30	0.82	0.45	0.60	0.68	0.63
Er	0.99	0.97	0.66	0.82	2.4	1.10	1.33	1.50	1.54
Tm	0.14	0.15	0.09	0.11	0.39	0.14	0.16	0.19	0.21
Yb	0.88	1.0	0.62	0.73	2.5	1.06	1.17	1.24	1.26
Lu	0.13	0.15	0.10	0.12	0.38	0.15	0.13	0.14	0.19
Zr	122	146	122	149	158	93	—	—	123
Hf	3.2	4.4	3.3	4.8	4.9	3.0	—	—	4.3
Ta	0.25	0.42	0.21	0.47	0.93	0.54	1.02	0.91	0.73
Nb	4.1	5.8	4.2	4.7	8.5	7.8	13.0	12.4	7.5
Y	9.8	9.2	6.3	6.9	25	12.7	16.5	20.7	19.7
Cr	51	46	36	33	80	11	21	39	34
Ni	22	20	10	12	12	12	9.4	85	10
Co	7.4	11	5	7	5.0	3.4	4.4	6.0	4
V	35	41	39	33	15.5	11	13.4	18	12
(La/Yb) _n	6.9	19.5	37.8	15.8	7.8	19.4	21.8	15.1	18.1
Eu/Eu*	0.68	0.77	0.83	0.98	0.45	0.51	0.35	0.37	0.49

Компоненты	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	37	38	Сн-1	107	108	123	124	125	126
SiO ₂	70.52	69.95	72.42	71.09	68.46	72.62	74.09	66.54	68.83
TiO ₂	0.22	0.33	0.27	0.25	0.33	0.27	0.23	0.35	0.33
Al ₂ O ₃	16.69	16.07	13.22	14.49	16.00	15.02	13.37	18.25	17.64
Fe ₂ O ₃ *	2.52	3.31	3.53	2.92	3.09	3.07	2.79	4.10	3.07
MnO	0.02	0.02	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03
MgO	0.55	0.71	0.34	0.59	0.41	0.74	0.59	1.04	0.71
CaO	2.38	2.32	1.34	1.80	1.57	1.51	1.33	1.64	1.65
Na ₂ O	2.63	2.52	3.12	2.70	3.52	3.52	3.16	3.98	4.05
K ₂ O	4.36	4.63	5.18	6.08	6.47	3.15	4.35	3.95	3.58
P ₂ O ₅	0.10	0.12	0.06	0.07	0.10	0.08	0.06	0.09	0.09
П.п.п.	0.58	0.60	0.34	0.59	0.41	0.40	0.92	0.34	0.48
Сумма	99.45	99.11	99.99	99.71	99.16	99.24	99.23	99.21	99.60
Th	18.7	11.9	54	68.1	60.1	67.6	65.4	65.7	118.0
U	6.3	4.2	10.0	13.1	9.7	11.5	11.1	12.2	18.4
Rb	217	259	211	236	250	240	237	239	279
Ba	556	583	687	761	784	660	590	679	799
Sr	78	140	100	164	124	113	104	107	118
La	33.0	27.5	82	93.4	103.5	97.3	84.6	94.0	130.7
Ce	67.9	49.4	153	175.2	178	167	144	162	239.8
Pr	7.7	5.4	15.8	17.9	18.1	17.1	14.6	16.5	24.0
Nd	30.9	19.2	50	60.7	61.1	58.7	50.0	57.2	83.8
Sm	6.9	3.8	7.3	9.0	8.8	8.8	7.7	8.9	10.4
Eu	0.68	1.21	0.62	1.07	0.80	0.87	0.71	0.95	1.28
Gd	5.15	3.81	5.0	6.05	6.78	6.40	5.65	6.51	7.37
Tb	0.80	0.56	0.62	0.77	0.79	0.74	0.66	0.77	1.00
Dy	3.30	3.05	2.9	4.21	3.43	2.97	2.73	3.29	4.83
Ho	0.53	0.58	0.60	0.74	0.66	0.58	0.54	0.65	0.92
Er	1.16	1.48	1.58	2.01	1.98	1.72	1.57	1.87	2.66
Tm	0.15	0.19	0.23	0.30	0.28	0.25	0.22	0.26	0.44
Yb	0.98	1.28	1.50	2.34	2.18	1.95	1.73	2.06	2.85
Lu	0.11	0.17	0.22	0.35	0.28	0.26	0.24	0.27	0.40
Zr	-	61	188	206	—	193	150	156	257
Hf	-	2.1	5.7	7.4		5.4	4.2	4.5	9.1
Ta	0.72	0.58	1.19	1.98	0.75	1.42	1.22	1.28	1.66
Nb	9.0	3.9	15.5	17.9	21.0	18.6	17.0	18.7	20.1
Y	16.4	15.3	16.3	15.8	19.2	16.9	15.4	18.2	19.4
Cr	34	41	66	36	9	39	49	48	31
Ni	56	13	4	9	8	2	3	5	10
Co	5.4	6	2.9	2	2.4	2.5	2.6	3.3	2
V	20	13	10	7	13	10	9	13	11
(La/Yb) _n	22.7	14.5	36.9	26.9	32.1	33.7	32.9	30.7	30.9
Eu/Eu*	0.33	0.96	0.30	0.42	0.30	0.34	0.32	0.36	0.43

Примечание. 1–4 – биотит-амфиболовые гнейсы (скв. Ялтыкская-4), 5–11 – биотитовые гнейсограниты (скв. Даниловская-532), 12–18 – биотитовые граниты (скв. Средненепская-1). Прочерк – нет данных.

многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск) рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ARL-9900 XL. Содержание редких элементов в трех реперных образцах (Ял-4, Дн-532 и Сн-1) определены в ЦКП МИИ СО РАН методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+ по методике (Николаева и др., 2008). На стадии химической подготовки образцов использовали сплавление с особо чистым метаборатом лития при 1050°C в платиновых тиглях с последующим растворением полученного сплава в разбавленной азотной кислоте. Для обеспечения стабильности полученного раствора поддерживали общую кислотность на уровне 5% HNO₃ и добавляли следовые количества HF, что необходимо для корректного определения высокозарядных элементов. Сплавление при высокой температуре обеспечивает разложение практически всех наиболее трудновскрываемых минералов, которые могут быть концентраторами редкоземельных и высокозарядных элементов, а повышение кислотности и добавки HF в качестве комплексообразователя стабилизируют эти растворы и минимизируют потери высокозарядных элементов, которые могут происходить в результате гидролиза при низкой кислотности. Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 г/г; точность анализа – в среднем 2–5 отн. %.

Определение содержаний редких и редкоземельных элементов для семи образцов (36, 38, 42, 43, 44, 107, 126 в табл. 1) выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в ЦКП “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН (г. Иркутск) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 (Agilent Technologies Inc., США). Концентрации элементов в образцах рассчитаны относительно международных стандартов BHVO-2, BCR-2, G-2, GSP-2. Химическое разложение проб для ICP-MS анализа проведено методом сплавления с метаборатом лития по методике (Panteeva et al., 2003), что позволило достичь полного растворения всех минералов. Ошибка определения содержаний редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляла ≤5%. Для остальных образцов определение редких и высокозарядных элементов выполнено в Томском региональном центре коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета (ТРЦКП НИ ТГУ, г. Томск) методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500cx (Agilent Technologies Inc., США). Пробы переведены в раствор методом кислотного разложения с использованием смеси HF и HNO₃ в микроволновой

системе Millstone Start D. В качестве внутреннего стандарта использован In (Internal Standard, Inorganic Ventures, США) и внешнего стандарта – СГ-4 (ГСО 10135–2012). Пределы обнаружения составляют 0.005–0.1 г/г. Данная методика не обеспечивает полного растворения циркона, поэтому концентрации Zr и Hf не приведены в табл. 1.

Определение концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведено методом TIMS на мультиколлекторном термоионизационном масс-спектрометре двойной фокусировки TRITON Plus в ЦКП “Геоаналитик” Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) в статическом режиме по методике, описанной в работе (Аникина и др., 2018). Холостое внутрилабораторное загрязнение составило 0.07 нг для Sm и 0.4 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составляет ± 1% (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.3\%$ (2σ), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.003\%$ (2σ). Измеренные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241572$. Оценка качества измерений контролировалась по изотопному стандарту JNdi-1, за период исследования средневзвешенное значение ($N = 16$) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составило 0.512109 ± 6 (2σ). Значения величины ϵ_{Nd} определены относительно CHUR ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$) (Jacobsen, Wasserburg, 1984).

U-Pb датирование цирконов из трех образцов (Ял-4, Дн-532, Сн-1) проводилось на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Element XR (Thermo Finnigan) с использованием лазерной абляции UP-213 (New Wave Research) на основе ультрафиолетового Nd:YAG лазера с длиной волны 213 нм (LA-ICP-MS) (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск). Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполнялись по изотопам ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U . Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U (аналоговый режим). Диаметр лазерного луча составлял 25 мкм, частота повторения импульсов 6 Гц и плотность энергии лазерного излучения примерно 3.5 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывались с помощью программы “Glitter” (Griffin et al., 2008). U-Pb изотопные отношения нормализованы на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов TEMORA-2 и Plešovice (Slama et al., 2008). Возраст стандартных образцов циркона в сессии измерений составляет: 91500–1053.3 ± 8.4 млн лет и 1055 ± 11 млн лет; Plešovice – 338.3 ± 2.7 и 337.2 ± 3.2 млн лет. Погрешность единичных

анализов (отношений и возрастов) приведена на уровне 1σ , погрешность вычисленных возрастов и пересечений с конкордией — на уровне 2σ .

Для двух образцов (НК-М-2, НК-М-3) датирование цирконов U-Pb методом проводилось на эксимерной системе лазерной абляции Analyte Excite 193 нм (Teledyne CETAC Technologies (США)), совмещенной с масс-спектрометром с индуктивно связанной плазмой AGILENT 7900 (Agilent Technologies, США). Исследования были выполнены на оборудовании ТРЦКП НИ ТГУ. Концентрация элементов в пробе определялась посредством градуировки с использованием элементных стандартов — NIST-610 и NIST-612 (Pearce et al., 2007). Для избежания матричного эффекта в качестве стандартных образцов использовался циркон с хорошо определенным уран-свинцовым отношением: 91500, Temora II, GJ-1 (Wiedenbeck, 1995; Black et al., 2004; Jackson et al., 2004). Возраст стандартного образца циркона 91500 в сессии измерений составил 1062.6 ± 3.7 млн лет. Полученные данные обрабатывались с использованием программного продукта Igor Pro с надстройкой Iolite. Погрешность анализов (отношений и возрастов) приведена на уровне 2σ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT 3.00 (Ludwig, 2012).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геологическое положение скважин и петрографическая характеристика гранитоидов

Район исследования представляет фундамент крайней юго-западной части Непско-Ботуобинской антиклизы (рис. 1). Согласно схеме (Rosen et al., 1994), эта область охватывает структуры Тунгусского супертеррейна и Маганского террейна Алданского супертеррейна. Эта же область отвечает Восточно-Тунгусскому складчатому поясу (2.1–1.9 млрд лет) в тектонической схеме В. А. Глебовицкого с соавторами (Глебовицкий и др., 2008). На геологической схеме строения фундамента в скважинах Ялыкская-4 (Ял-4) и Средненепская-1 (Сн-1) вскрыты архейские комплексы Тунгусского супертеррейна, тогда как скважина Даниловская-532 (Дн-532), расположенная к востоку на правобережье р. Нижняя Тунгуска, находится среди пород Маганского террейна (рис. 1). На карте тектонического районирования фундамента (Гришин, Сурков, 1979) изученная область на западе представлена позднеархейской корой, а на востоке — палеопротерозойской (рис. 2). Породы из трех скважин представлены гнейсами и гранитоидами, которые резко различаются по степени деформации и текстурно-структурным признакам.

Наибольшей степенью деформации и гнейсовидностью обладают породы из скв. Ял-4,

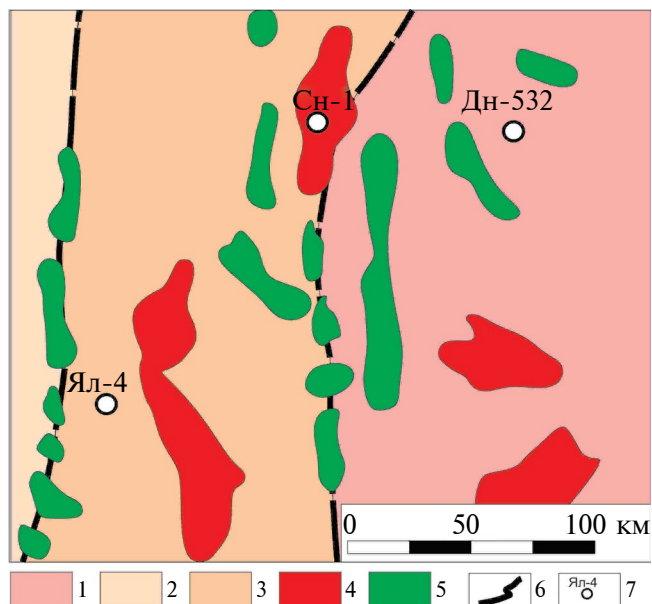


Рис. 2. Геологическое положение изученных скважин на фрагменте карты тектонического районирования фундамента Сибирской платформы (Гришин, Сурков, 1979). 1 — раннепротерозойские комплексы, 2 — позднеархейские комплексы, переработанные в раннем протерозое, 3 — архейские комплексы, 4 — интрузивные гранитоиды, 5 — интрузивные основные и ультраосновные породы, 6 — глубинные разломы, разграничивающие разновозрастные тектонические структуры, 7 — изученные скважины: Ялыкская-4 (Ял-4), Средненепская-1 (Сн-1), Даниловская-532 (Дн-532).

вскрытые в интервале 3368–3376 м. Макроскопически они представляют собой тонко- до грубополосчатые гнейсы (рис. 3а). Их текстура определяется чередованием полос, сложенных преимущественно кварцем и полевым шпатом, и полос, обогащенных биотитом и амфиболом. Структура пород нематогранобластовая и гнейсовидная без отчетливого идиоморфизма плагиоклаза. Среди полевых шпатов преобладает плагиоклаз (до 40%), содержание микроклина не превышает 10–15% (рис. 4а). Темноцветные минералы распределены крайне неоднородно, образуя гнездообразные скопления и шлиры, подчеркивающие гнейсовидность породы. Преобладающим является темно-зеленый амфибол (10–15%), который замещается вторичным ярко-зеленым амфиболом. Биотит, составляющий 5–10%, замещается хлоритом. Акцессорными минералами являются доминирующие апатит, длиннопризматический циркон и редко встречающийся сфен.

Породы из скв. Дн-532 в интервале 2498–2516 м это неравномернозернистые в различной степени деформированные и катаклазированные гнейсограниты. По текстурным признакам среди них

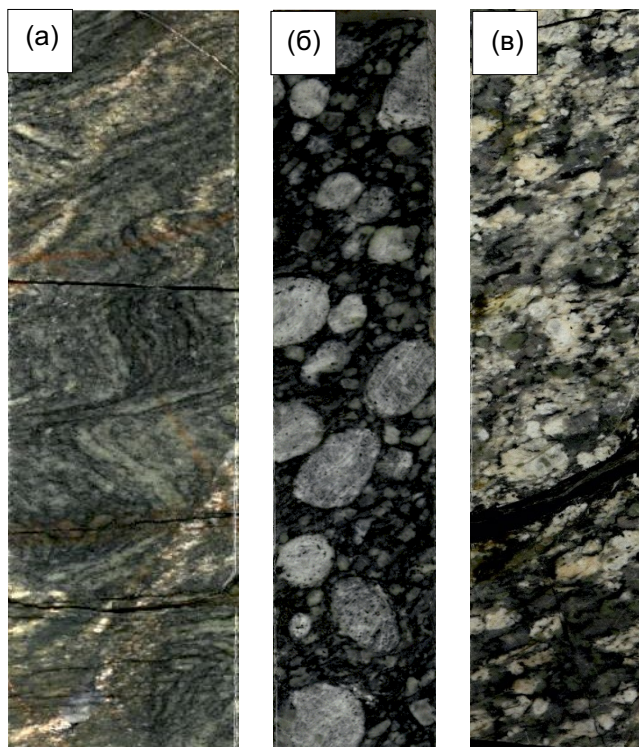


Рис. 3. Фотографии керн гнейсов и гранитоидов из скважин. (а) — биотит-амфиболовый гнейс (скв. Ял-4), (б, в) — биотитовые гнейсограниты (скв. Дн-532: (б) — гнейсограниты с “овоидными” обособлениями полевых шпатов (нижняя часть разреза), (в) — гнейсограниты с катакlastической текстурой (верхняя часть), отделенные зоной срыва.

можно выделить две разновидности (рис. 3б, 3в). В нижней части интервала (>2511 м) для гнейсогранитов характерны крупные овальные или неправильной формы обособления полевых шпатов (плагиоклаз и микроклин), размер отдельных зерен достигает 1×2 см, их обтекают шлировидные выделения биотита, содержание которого составляет 10–15% (рис. 3б, 4б). Крупные зерна плагиоклаза и микроклина субидiomорфны. К шлировидным выделениям биотита приурочены единичные зерна граната (рис. 4в). Зерна граната массивные без включений имеют округлую форму. В основной массе одни участки сложены кварцем и мелкими чешуйками биотита, другие — полевыми шпатами, кварцем и биотитом. Структура основной массы гранобластовая. В верхней части интервала, отделенной субпараллельными зонами срыва, распространены более однородные биотитовые гнейсограниты с катакlastической текстурой и гипидиоморфнозернистой до гранобластовой структурой, которые также содержат зерна граната (рис. 3в). В целом как текстура, так и структура гнейсогранитов обусловлена деформациями и катаклазом. Акцессорные минералы этих пород включают

крупные и мелкие зерна циркона, последние образуют многочисленные включения в биотите, и неправильной формы зерна апатита.

В скв. Сн-1 в интервале 2706–2715 м вскрыты серые и розоватые биотитовые порфировидные среднезернистые граниты с массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой, которые лишены следов деформации (рис. 4г). Они сложены микроклином, плагиоклазом и кварцем примерно в равных пропорциях. Крупные порфировые выделения образованы микроклин-пертитом часто сдвойникованным, его содержание варьирует от 25 до 35%, тогда как в основной массе преобладает плагиоклаз. Содержание биотита, который равномерно распределен в породе, составляет 10–15%. К биотиту приурочены зерна галенита. Акцессорные минералы — это апатит, циркон и сфен.

U-Pb возраст циркона из гнейсов и гранитоидов

Датирование циркона было выполнено для трех типов пород, представленных в скважинах Ял-4, Дн-532 и Сн-1, результаты приведены в табл. 2 и 3.

В гнейсе из образца скв. Ял-4 циркон представлен призматическими кристаллами со слабо развитыми гранями пирамиды размером от 100 до 300 мкм с коэффициентом удлинения $K_{удл} = 1.5–3.0$. Полупрозрачные до прозрачных кристаллы имеют светло-коричневую окраску. В катодолюминисцентном изображении (CL) большинство зерен имеет отчетливую осцилляторную зональность, типичную для магматического циркона (рис. 5а). Большинство из 40 проанализированных зерен циркона располагаются вдоль конкордии в диапазоне 2826–2600 млн лет с максимумом на кривой вероятности 2780 млн лет. Эти цирконы имеют содержание $U = 103–544$ ppm и $Th/U = 0.14–0.83$ (табл. 2). Для 26 зональных в CL зерен циркона с дискордантностью $D \leq 2\%$ средневзвешенный $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст составляет 2780 ± 12 млн лет (СКВО = 0.37) (рис. 6а, 6б).

Четыре точки, отвечающие краевым слабо зональным зонам кристаллов или центральным частям, лишенным зональности, с $Th/U = 0.13–0.57$, $U = 268–315$ ppm и $D \leq 3.5\%$ дают средневзвешенный возраст 2537 ± 26 млн лет. Одна из оболочек с возрастом 2539 млн лет обрастает зональное ядро с возрастом 2791 млн лет, который близок к таковому основной группы цирконов (рис. 5а, зерно 26). Кривая распределения возраста основной группы цирконов ассиметричная, что позволяет предполагать частичную потерю радиогенного Pb при термальном событии около 2.53 млрд лет. Для 12 призматических кристаллов из основной группы с отчетливой осцилляторной зональностью в CL получен средневзвешенный $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст 2801 ± 18 млн лет (СКВО = 0.1). Остальные 10

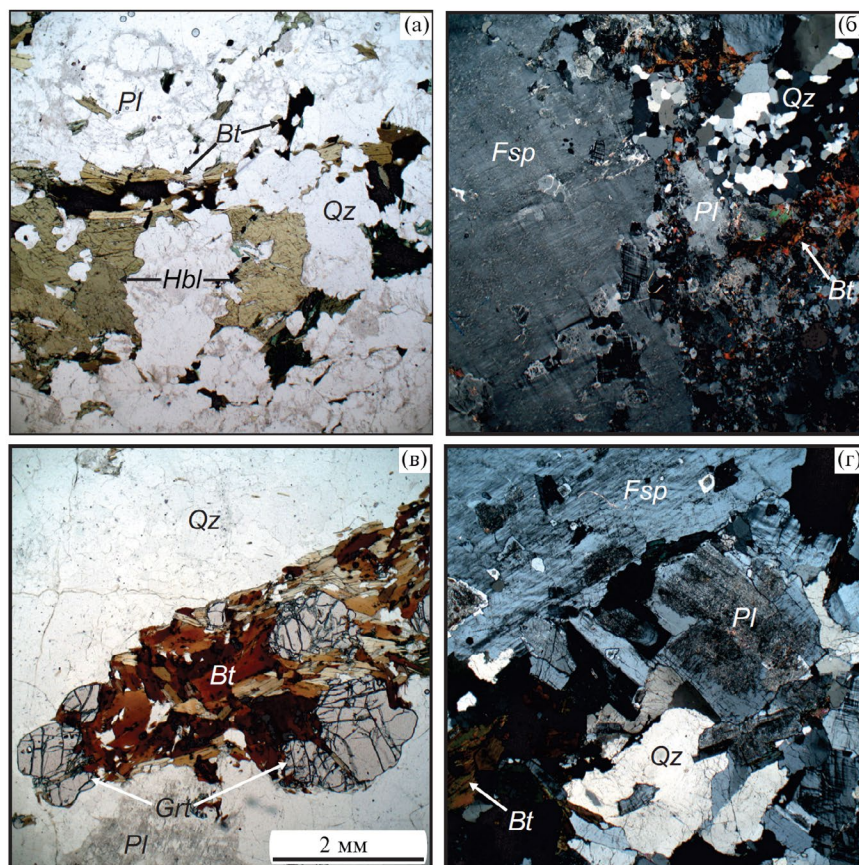


Рис. 4. Микрофотографии гнейсов и гранитоидов: (а) – биотит-амфиболовый гнейс (скв. Ял-4), (б) – гнейсограниты с “овоидными” обособлениями полевых шпатов (скв. Дн-532), (в) – гранат-биотитовый шпир в гнейсограните; (г) – биотитовый гранит (скв. Сн-1), при скрещенных николях. Масштабная линейка одинакова для всех фото (а–г).

определений имеют промежуточные значения возраста от 2603 до 2695 млн лет и отвечают слабо зональным краевым, а также незональным центральным частям кристаллов. Учитывая их повышенную дискордантность ($D = 1\text{--}16\%$) можно полагать, что снижение их возраста связано с частичной потерей радиогенного Pb.

В скв. Дн-532 датирование циркона выполнено для трех образцов, представленных овоидными (обр. Дн-532) и более однородными гнейсогранитами (обр. НК-М-2 и НК-М-3). Амфибол-биотитовый гнейсогранит из обр. Дн-532 содержит длиннопризматический циркон полупрозрачный до прозрачного темно-коричневого цвета. Для определения возраста использованы мелкие (100–300 мкм) и полупрозрачные кристаллы с концентрацией U 196–688 ppm, Th/U = 0.05–0.65 и $D \leq 5\%$ (табл. 2). В CL-изображении эти цирконы характеризуются низкой светимостью с более светлыми центральными частями и черными краевыми (рис. 5б). Анализировались преимущественно центральные части зерен со слабой осцилляторной зональностью. Для 23 кристаллов циркона

средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст составляет 2011 ± 18 млн лет (СКВО = 0.29), что аналогично возрасту по верхнему пересечению дискордии с конкордией – 2008 ± 8 млн лет (СКВО = 0.73) (рис. 7а, 7б).

Гнейсогранит (обр. НК-М-2) содержит призматические кристаллы циркона размером 100–300 мкм, нередко трещиноватые и содержащие твердофазные включения. В CL-изображении зерна имеют как слабо выраженную осцилляторную зональность, так и лишены ее (рис. 5г). Цирконы характеризуются содержанием U 240–1970 ppm и нередко пониженным Th 44–359 ppm, результатом является широкий диапазон значений Th/U (0.05–0.54) (табл. 3). Все точки циркона располагаются вдоль дискордии, для 26 зерен возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 1977 ± 27 млн лет (СКВО = 1.1) (рис. 7в). Оставшиеся три зерна циркона имеют $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст более 2.0 млрд лет с максимальным значением 2071 млн лет.

В образце гнейсогранита (НК-М-3) кристаллы циркона размером 100–200 мкм

Таблица 2. U-Pb изотопные данные и возраст циркона из гнейса и гранитоидов фундамента Непско-Ботуобинской антеклизы

Точка	U, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	^{206}Pb , ppm	Возраст, млн лет		$D, \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	1σ	Rho
				$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$								
Гнейс, обр. Ял-4													
1	206	0.44	109	2744 ± 28	2794 ± 32	1.9	0.1962	0.0039	14.3253	0.1916	0.5305	0.0067	0.95
2	238	0.35	127	2757 ± 28	2794 ± 32	1.3	0.1961	0.0039	14.4072	0.1922	0.5337	0.0068	0.95
3	155	0.47	83	2758 ± 29	2763 ± 32	0.2	0.1925	0.0038	14.1456	0.1909	0.5338	0.0068	0.94
4	396	0.16	191	2537 ± 27	2688 ± 32	6.0	0.1839	0.0036	12.2082	0.1622	0.4823	0.0061	0.95
5	448	0.57	245	2812 ± 29	2804 ± 32	−0.3	0.1972	0.0039	14.8512	0.1971	0.5469	0.0069	0.95
6	373	0.15	197	2735 ± 28	2706 ± 32	−1.1	0.1859	0.0037	13.5233	0.1796	0.5285	0.0067	0.95
7	323	0.36	153	2496 ± 26	2671 ± 32	7.0	0.1820	0.0036	11.8436	0.1582	0.4727	0.0060	0.95
8	353	0.37	193	2811 ± 29	2768 ± 32	−1.5	0.1931	0.0038	14.5273	0.1936	0.5466	0.0069	0.95
9	456	0.63	251	2826 ± 29	2772 ± 32	−1.9	0.1935	0.0038	14.6565	0.1946	0.5502	0.0070	0.95
10	268	0.57	124	2451 ± 26	2502 ± 33	2.1	0.1644	0.0032	10.4704	0.1407	0.4625	0.0059	0.94
11	191	0.43	102	2761 ± 29	2790 ± 32	1.0	0.1956	0.0039	14.3969	0.1941	0.5347	0.0068	0.94
12	544	0.21	282	2691 ± 26	2714 ± 32	0.9	0.1868	0.0037	13.3274	0.1773	0.5182	0.0066	0.95
13	264	0.42	143	2787 ± 29	2799 ± 32	0.4	0.1967	0.0039	14.6458	0.1965	0.5408	0.0069	0.95
14	241	0.37	129	2753 ± 28	2805 ± 32	1.9	0.1974	0.0039	14.4788	0.1946	0.5328	0.0068	0.95
15	371	0.14	179	2543 ± 27	2729 ± 32	7.3	0.1885	0.0037	12.5545	0.1683	0.4837	0.0061	0.95
16	293	0.13	105	1981 ± 22	2553 ± 33	28.9	0.1696	0.0034	8.4000	0.1139	0.3598	0.0046	0.94
17	315	0.43	153	2552 ± 27	2563 ± 33	0.4	0.1706	0.0034	11.4080	0.1536	0.4858	0.0062	0.94
18	159	0.38	80	2634 ± 28	2801 ± 32	6.3	0.1969	0.0039	13.6860	0.1865	0.5048	0.0065	0.94
19	270	0.46	125	2460 ± 26	2545 ± 33	3.5	0.1688	0.0033	10.7927	0.1463	0.4646	0.0059	0.94
20	417	0.58	230	2832 ± 29	2788 ± 32	−1.6	0.1954	0.0039	14.8404	0.1998	0.5518	0.0070	0.94
21	432	0.08	224	2689 ± 28	2734 ± 32	1.7	0.1890	0.0037	13.4704	0.1818	0.5176	0.0066	0.94
22	178	0.27	94	2729 ± 29	2774 ± 32	1.7	0.1938	0.0039	14.0618	0.1928	0.5271	0.0068	0.93
23	230	0.39	121	2727 ± 28	2798 ± 32	2.6	0.1966	0.0039	14.2517	0.1944	0.5266	0.0067	0.94
27	314	0.37	152	2544 ± 27	2539 ± 33	−0.2	0.1681	0.0033	11.1940	0.1525	0.4838	0.0062	0.94
28	224	0.50	126	2866 ± 30	2791 ± 32	−2.6	0.1958	0.0039	15.0920	0.2059	0.5600	0.0072	0.94
29	269	0.31	135	2622 ± 28	2695 ± 32	2.8	0.1847	0.0037	12.7616	0.1744	0.5019	0.0064	0.93
30	391	0.55	206	2731 ± 28	2792 ± 32	2.2	0.1958	0.0039	14.2230	0.1935	0.5275	0.0067	0.94
31	263	0.33	126	2527 ± 27	2631 ± 33	4.1	0.1776	0.0035	11.7327	0.1613	0.4798	0.0061	0.93
32	378	0.83	197	2707 ± 28	2773 ± 32	2.4	0.1936	0.0038	13.9045	0.1899	0.5217	0.0067	0.93
33	415	0.21	201	2553 ± 27	2603 ± 33	2.0	0.1747	0.0035	11.6847	0.1606	0.4859	0.0062	0.93
34	250	0.23	131	2720 ± 28	2724 ± 32	0.1	0.1879	0.0038	13.5788	0.1886	0.5250	0.0067	0.92
35	141	0.41	72	2652 ± 28	2789 ± 32	5.2	0.1955	0.0039	13.6990	0.1928	0.5089	0.0066	0.92
36	205	0.78	110	2769 ± 29	2777 ± 32	0.3	0.1940	0.0039	14.3322	0.1999	0.5365	0.0069	0.92
37	258	0.43	139	2776 ± 29	2799 ± 32	0.8	0.1966	0.0039	14.5736	0.2023	0.5383	0.0069	0.92
38	103	0.29	48	2473 ± 27	2660 ± 33	7.6	0.1808	0.0037	11.6428	0.1676	0.4677	0.0061	0.91
39	206	0.38	108	2713 ± 29	2744 ± 33	1.2	0.1902	0.0038	13.7006	0.1925	0.5232	0.0067	0.92
40	220	0.41	117	2752 ± 29	2740 ± 33	−0.4	0.1897	0.0038	13.9099	0.1949	0.5325	0.0069	0.92
41	337	0.17	145	2310 ± 25	2670 ± 33	15.6	0.1819	0.0036	10.7892	0.1509	0.4308	0.0055	0.92
42	396	0.23	193	2555 ± 27	2690 ± 33	5.3	0.1840	0.0037	12.3248	0.1722	0.4865	0.0062	0.92
43	433	0.30	221	2662 ± 28	2676 ± 33	0.5	0.1825	0.0037	12.8454	0.1807	0.5113	0.0066	0.91
44	161	0.68	85	2723 ± 29	2759 ± 33	1.3	0.1920	0.0039	13.8948	0.1997	0.5257	0.0068	0.90
45	316	0.30	162	2666 ± 28	2645 ± 33	−0.8	0.1791	0.0036	12.6322	0.1791	0.5122	0.0066	0.91
46	257	0.26	137	2759 ± 29	2751 ± 33	−0.3	0.1910	0.0039	14.0435	0.2000	0.5342	0.0069	0.91
47	424	0.64	214	2638 ± 28	2787 ± 33	5.7	0.1953	0.0039	13.5964	0.1929	0.5057	0.0065	0.91
48	311	0.41	163	2722 ± 29	2736 ± 33	0.5	0.1893	0.0038	13.6985	0.1959	0.5255	0.0068	0.90
50	257	0.45	132	2667 ± 28	2770 ± 33	3.9	0.1932	0.0039	13.6292	0.1959	0.5124	0.0066	0.90

Таблица 2. Окончание

Точка	U, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	^{206}Pb , ppm	Возраст, млн лет		$D, \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	1σ	Rho
				$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$								
Гнейсогранит, обр. Дн-532													
35	619	0.05	197	2023 ± 30	2003 ± 45	−1.0	0.1232	0.0032	6.2545	0.1186	0.3687	0.0063	0.91
37	352	0.42	109	1977 ± 29	2029 ± 45	2.6	0.1250	0.0032	6.1758	0.1156	0.3589	0.0061	0.91
38	522	0.28	164	1998 ± 29	2006 ± 44	0.4	0.1234	0.0031	6.1711	0.1145	0.3633	0.0062	0.92
39	456	0.11	142	1976 ± 29	2017 ± 45	2.1	0.1242	0.0032	6.1309	0.1141	0.3587	0.0061	0.92
40	688	0.12	227	2077 ± 30	2019 ± 44	−2.8	0.1243	0.0032	6.5067	0.1199	0.3802	0.0065	0.92
44	367	0.58	107	1865 ± 28	1963 ± 45	5.2	0.1204	0.0031	5.5638	0.1045	0.3356	0.0057	0.91
45	619	0.16	196	2009 ± 29	1998 ± 45	−0.5	0.1229	0.0031	6.1827	0.1148	0.3656	0.0062	0.92
47	413	0.42	133	2041 ± 30	2014 ± 45	−1.3	0.1240	0.0032	6.3546	0.1192	0.3724	0.0064	0.91
50	563	0.17	185	2076 ± 30	2022 ± 45	−2.6	0.1245	0.0032	6.5137	0.1227	0.3800	0.0065	0.91
51	619	0.11	196	2010 ± 29	2029 ± 45	0.9	0.1250	0.0032	6.2999	0.1176	0.3660	0.0062	0.91
52	870	0.09	276	2015 ± 29	1964 ± 45	−2.6	0.1205	0.0031	6.0884	0.1140	0.3670	0.0063	0.91
54	575	0.53	183	2023 ± 30	1993 ± 45	−1.5	0.1225	0.0031	6.2173	0.1168	0.3687	0.0063	0.91
58	226	0.31	68	1928 ± 29	2013 ± 46	4.4	0.1239	0.0032	5.9424	0.1157	0.3485	0.0060	0.88
67	196	0.24	59	1934 ± 29	2009 ± 46	3.9	0.1236	0.0032	5.9545	0.1157	0.3499	0.0060	0.88
73	313	0.42	98	1993 ± 29	2017 ± 46	1.2	0.1242	0.0033	6.1927	0.1206	0.3623	0.0062	0.88
75	272	0.36	85	1987 ± 29	1995 ± 46	0.4	0.1227	0.0032	6.0953	0.1183	0.3610	0.0062	0.88
78	289	0.38	94	2052 ± 30	1995 ± 46	−2.8	0.1227	0.0032	6.3283	0.1245	0.3748	0.0064	0.87
84	235	0.48	74	2009 ± 30	1999 ± 47	−0.5	0.1229	0.0033	6.1884	0.1244	0.3657	0.0063	0.86
85	201	0.65	63	2005 ± 30	2069 ± 46	3.2	0.1279	0.0034	6.4224	0.1287	0.3649	0.0063	0.86
87	389	0.23	108	1792 ± 27	1987 ± 46	10.9	0.1221	0.0032	5.3876	0.1055	0.3205	0.0055	0.87
29*	391	0.44	136	1927 ± 21	2007 ± 36	4	0.1235	0.0025	5.9211	0.0842	0.3483	0.0044	0.88
26*	554	0.09	196	1951 ± 21	2032 ± 36	4	0.1252	0.0025	6.0919	0.0846	0.3534	0.0044	0.89
28*	429	0.27	151	1950 ± 21	2046 ± 36	5	0.1262	0.0026	6.1383	0.0867	0.3533	0.0044	0.88
Гранит, обр. Сн-1													
1	555	0.89	116	1399 ± 22	2118 ± 44	51.4	0.1315	0.0034	4.3888	0.0826	0.2424	0.0042	0.92
3	686	0.47	203	1894 ± 28	1917 ± 45	1.2	0.1174	0.0030	5.5200	0.1025	0.3416	0.0059	0.93
4	640	0.40	187	1878 ± 28	1955 ± 45	4.1	0.1199	0.0031	5.5851	0.1056	0.3383	0.0058	0.91
6	186	0.88	55	1881 ± 29	1891 ± 47	0.5	0.1157	0.0031	5.3990	0.1069	0.3389	0.0059	0.88
9	262	1.21	76	1869 ± 28	1907 ± 46	2.0	0.1167	0.0031	5.4058	0.1061	0.3364	0.0059	0.89
11	436	0.53	130	1905 ± 28	1871 ± 45	−1.8	0.1144	0.0029	5.4148	0.1019	0.3438	0.0059	0.92
12	477	0.50	141	1895 ± 28	1864 ± 46	−1.6	0.1140	0.0029	5.3611	0.1016	0.3417	0.0059	0.91
13	165	1.05	48	1866 ± 28	1889 ± 47	1.3	0.1156	0.0031	5.3413	0.1076	0.3356	0.0059	0.87
14	536	1.32	159	1899 ± 28	1897 ± 45	−0.1	0.1161	0.0030	5.4764	0.1018	0.3427	0.0059	0.92
15	533	0.93	141	1721 ± 26	1996 ± 45	16.0	0.1227	0.0032	5.1680	0.0994	0.3060	0.0053	0.90
17	560	0.31	167	1904 ± 28	1897 ± 45	−0.4	0.1161	0.0030	5.4888	0.1022	0.3435	0.0059	0.92
18	607	1.45	179	1890 ± 28	1883 ± 45	−0.4	0.1152	0.0029	5.4036	0.1002	0.3408	0.0058	0.92
19	473	0.86	138	1870 ± 28	1929 ± 45	3.2	0.1182	0.0030	5.4743	0.1022	0.3365	0.0058	0.92
20	308	0.70	83	1745 ± 26	2288 ± 44	31.1	0.1450	0.0037	6.2063	0.1176	0.3110	0.0054	0.91
23	1638	0.58	429	1704 ± 26	1775 ± 45	4.2	0.1085	0.0027	4.5215	0.0827	0.3026	0.0052	0.93
24	1390	0.32	377	1755 ± 26	1752 ± 45	−0.2	0.1072	0.0027	4.6162	0.0844	0.3129	0.0053	0.93
26	132	0.88	38	1867 ± 29	1856 ± 48	−0.6	0.1135	0.0031	5.2492	0.1085	0.3359	0.0059	0.86
27	186	0.93	54	1855 ± 28	1924 ± 46	3.7	0.1179	0.0031	5.4099	0.1059	0.3334	0.0058	0.89
8*	369	0.45	122	1835 ± 19	1847 ± 35	1	0.1129	0.0022	5.1186	0.0647	0.3292	0.0039	0.93
27*	246	0.61	82	1854 ± 19	1880 ± 36	1	0.1150	0.0024	5.2766	0.0722	0.3332	0.0040	0.88
34*	255	0.90	84	1834 ± 19	1873 ± 37	2	0.1145	0.0024	5.1897	0.0735	0.3291	0.0040	0.86

Примечание. Ошибки приведены 1σ . Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$. D , % – дискордантность рассчитана по уравнению $D = 100 \times ((^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb})_{\text{age}} / (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})_{\text{age}} - 1)$.

Таблица 3. U-Pb изотопные данные и возраст циркона для гнейсогранитов фундамента Непско-Ботуобинской антеклизы

Точка	²⁰⁶ Pb, ppm	U, ppm	Th, ppm	²³² Th ²³⁸ U	Возраст, млн лет		D, %	²⁰⁷ Pb* ²⁰⁶ Pb*	2σ	²⁰⁷ Pb* ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb* ²³⁸ U	2σ	Rho
					²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb								
Гнейсогранит, обр. НК-М-2 (глубина 2501,28 м)														
3	78	599	86	0.142	1391 ± 106	1900 ± 116	37	0.1188	6.475	3.3728	10.921	0.2060	8.795	0.81
5	73	886	88	0.091	1425 ± 65	1903 ± 89	34	0.1189	4.979	3.6214	7.111	0.2210	5.077	0.71
26	46	951	56	0.058	1429 ± 65	1927 ± 82	35	0.1201	4.606	3.6414	6.871	0.2200	5.099	0.74
31	174	712	221	0.304	1513 ± 99	1877 ± 70	24	0.1163	3.913	4.1513	7.707	0.2590	6.639	0.86
33	41	518	44	0.083	1407 ± 60	1939 ± 55	38	0.1194	3.097	3.5544	5.659	0.2160	4.736	0.84
40	95	832	166	0.194	1420 ± 40	1892 ± 43	33	0.1160	2.376	3.4899	3.973	0.2183	3.184	0.80
46	33	1239	65	0.052	1330 ± 88	1842 ± 100	38	0.1151	5.564	3.2677	9.218	0.2060	7.350	0.80
50	111	568	268	0.444	1422 ± 95	1860 ± 104	31	0.1162	5.767	3.7474	9.001	0.2340	6.910	0.77
53	56	254	62	0.244	1398 ± 49	1908 ± 67	36	0.1192	3.743	3.5501	5.391	0.2161	3.879	0.72
56	63	1970	106	0.054	1285 ± 40	1809 ± 35	41	0.1111	1.904	2.8127	4.141	0.1837	3.677	0.89
60	59	690	73	0.100	1485 ± 82	1910 ± 64	29	0.1173	3.554	3.9122	6.863	0.2420	5.871	0.86
61	55	791	77	0.094	1373 ± 49	1866 ± 38	36	0.1141	2.095	3.4139	4.394	0.2171	3.863	0.88
63	102	614	106	0.160	1422 ± 65	1935 ± 60	36	0.1189	3.349	3.7197	5.975	0.2270	4.948	0.83
64	63	778	89	0.106	1390 ± 49	1886 ± 45	36	0.1164	2.526	3.3544	4.771	0.2091	4.047	0.85
70	74	873	92	0.108	1607 ± 86	1968 ± 65	22	0.1203	3.632	4.7252	6.472	0.2850	5.357	0.83
72	55	625	68	0.097	1617 ± 64	1944 ± 45	20	0.1196	2.546	4.6977	4.731	0.2850	3.987	0.84
73	63	700	68	0.095	1590 ± 145	2010 ± 104	26	0.1263	5.866	4.8042	10.838	0.2760	9.113	0.84
83	51	1760	89	0.050	1250 ± 152	1840 ± 108	47	0.1141	5.957	3.0664	14.638	0.1950	13.371	0.91
87	109	270	116	0.426	1512 ± 58	2014 ± 45	33	0.1248	2.530	4.1314	4.904	0.2402	4.201	0.86
90	100	338	101	0.286	1554 ± 52	2014 ± 44	30	0.1247	2.458	4.3412	4.317	0.2526	3.548	0.82
92	71	459	115	0.223	1840 ± 117	2071 ± 88	13	0.1302	5.016	5.9574	8.135	0.3320	6.404	0.79
94	61	513	68	0.132	1882 ± 49	2004 ± 47	6	0.1238	2.621	5.7891	3.703	0.3393	2.615	0.71
95	95	240	86	0.355	1937 ± 79	1948 ± 73	1	0.1204	4.110	5.8408	5.806	0.3520	4.101	0.71
96	187	798	210	0.263	1327 ± 65	1862 ± 59	40	0.1150	3.286	3.2174	6.416	0.2030	5.510	0.86
98	174	442	165	0.385	1718 ± 70	1908 ± 63	11	0.1169	3.483	4.9299	5.339	0.3060	4.047	0.76
102	48	771	48	0.062	1679 ± 108	1948 ± 85	16	0.1201	4.769	4.9490	8.008	0.2990	6.433	0.80
104	67	625	103	0.169	1414 ± 50	1866 ± 52	32	0.1150	2.875	3.5914	4.797	0.2266	3.839	0.80
112	274	923	359	0.391	1525 ± 47	1897 ± 42	24	0.1171	2.358	4.0798	4.010	0.2528	3.243	0.81
113	296	457	255	0.541	1901 ± 112	1984 ± 70	4	0.1226	3.962	5.8293	7.092	0.3450	5.883	0.83
118	94	402	105	0.258	1542 ± 81	1940 ± 61	26	0.1199	3.403	4.1641	6.591	0.2520	5.645	0.86
121	148	541	227	0.417	1431 ± 44	1837 ± 47	28	0.1131	2.588	3.5788	4.187	0.2296	3.291	0.79
123	27	688	73	0.093	1425 ± 52	1889 ± 46	33	0.1161	2.531	3.5954	4.696	0.2247	3.956	0.84
124	78	350	85	0.238	1669 ± 64	1928 ± 54	16	0.1188	3.032	4.8463	4.899	0.2960	3.848	0.79
Гнейсогранит, обр. НК-М-3 (глубина 2512,00 м)														
1	115	489	193	0.366	1446 ± 82	1873 ± 59	30	0.1160	3.261	3.7409	6.887	0.2340	6.066	0.88
13	73	718	74	0.103	1670 ± 75	1994 ± 79	19	0.1240	4.468	5.0585	6.345	0.2960	4.504	0.71
15	48	902	91	0.079	1267 ± 40	1815 ± 37	43	0.1116	2.052	3.0023	4.037	0.1952	3.477	0.86
20	75	731	83	0.112	1424 ± 44	1911 ± 46	34	0.1177	2.581	3.6417	4.236	0.2245	3.359	0.79
25	149	883	180	0.207	1321 ± 36	1833 ± 37	39	0.1128	2.036	3.0905	3.695	0.1988	3.084	0.83
46	34	1358	45	0.033	1375 ± 57	1868 ± 69	36	0.1155	3.855	3.3667	6.003	0.2115	4.602	0.77
51	55	416	53	0.123	1936 ± 55	1984 ± 38	2	0.1220	2.134	5.8983	3.569	0.3508	2.860	0.80
52	69	345	56	0.158	1948 ± 43	2026 ± 38	4	0.1254	2.159	6.1041	3.079	0.3532	2.195	0.71
56	68	488	67	0.141	1850 ± 46	2000 ± 33	8	0.1236	1.834	5.6537	3.099	0.3319	2.499	0.81

Таблица 3. Окончание

Точка	²⁰⁶ Pb, ppm	U, ppm	Th, ppm	²³² Th ²³⁸ U	Возраст, млн лет		D, %	²⁰⁷ Pb* ²⁰⁶ Pb*	2σ	²⁰⁷ Pb* ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb* ²³⁸ U	2σ	Rho
					²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb								
Гнейсогранит, обр. НК-М-3 (глубина 2512,00 м)														
58	62	542	79	0.142	1543 ± 32	1954 ± 35	27	0.1205	1.938	4.1717	2.952	0.2512	2.228	0.75
64	76	772	110	0.142	1563 ± 42	1935 ± 43	24	0.1192	2.400	4.5127	3.590	0.2747	2.670	0.74
67	116	1194	171	0.132	1285 ± 56	1882 ± 44	46	0.1158	2.458	3.0817	5.544	0.1931	4.970	0.90
69	151	464	171	0.352	1539 ± 51	2032 ± 43	32	0.1259	2.438	4.3465	4.297	0.2505	3.537	0.82
75	37	764	46	0.060	1445 ± 43	1930 ± 42	34	0.1188	2.330	3.8050	3.937	0.2324	3.174	0.81
82	90	703	189	0.255	1722 ± 47	1997 ± 36	16	0.1234	2.044	5.2160	3.413	0.3067	2.733	0.80
83	68	819	99	0.113	1487 ± 39	1965 ± 36	32	0.1208	2.006	3.9723	3.463	0.2386	2.823	0.82
84	88	676	436	0.633	1628 ± 64	1998 ± 45	23	0.1235	2.552	4.7998	4.768	0.2820	4.027	0.84
87	129	286	133	0.455	1672 ± 40	2019 ± 37	21	0.1251	2.093	5.0085	3.199	0.2905	2.419	0.76
89	117	713	230	0.231	1515 ± 59	1944 ± 65	28	0.1201	3.637	4.0718	5.546	0.2460	4.186	0.75
90	15	82	20	0.231	1373 ± 100	1780 ± 129	30	0.1118	7.137	3.0970	11.111	0.2010	8.517	0.77
99	277	622	305	0.485	1585 ± 70	1958 ± 53	24	0.1206	2.991	4.4710	5.463	0.2690	4.572	0.84
101	212	789	363	0.444	1537 ± 49	1953 ± 39	27	0.1202	2.159	4.2060	3.980	0.2539	3.343	0.84
103	74	810	130	0.138	1407 ± 48	1863 ± 48	32	0.1144	2.644	3.4008	4.663	0.2157	3.841	0.82
105	96	1148	220	0.189	1570 ± 115	1994 ± 74	27	0.1234	4.173	4.5408	8.633	0.2670	7.557	0.88
109	45	549	60	0.109	1546 ± 41	1996 ± 39	29	0.1229	2.194	4.2666	3.590	0.2519	2.842	0.79
110	77	1006	102	0.099	1403 ± 36	1855 ± 38	32	0.1139	2.097	3.3734	3.561	0.2149	2.878	0.81
117	44	713	61	0.084	1409 ± 51	1925 ± 43	37	0.1180	2.420	3.4851	4.714	0.2143	4.045	0.86
121	272	326	258	0.811	1944 ± 49	1984 ± 37	2	0.1225	2.056	5.9512	3.241	0.3525	2.506	0.77
122	136	797	165	0.206	1620 ± 40	1966 ± 50	21	0.1215	2.817	4.4558	3.837	0.2661	2.605	0.68
124	134	616	149	0.245	1450 ± 47	1928 ± 53	33	0.1189	2.950	3.8246	4.537	0.2334	3.447	0.76
130	217	523	263	0.498	1731 ± 102	1974 ± 88	14	0.1224	4.923	5.2125	7.692	0.3090	5.910	0.77
134	91	260	103	0.402	1677 ± 58	1961 ± 45	17	0.1212	2.517	4.9760	4.261	0.2979	3.438	0.81
136	60	616	91	0.142	1567 ± 92	1903 ± 79	21	0.1167	4.400	4.4390	7.346	0.2760	5.883	0.80
137	151	524	297	0.546	1345 ± 55	1863 ± 61	39	0.1149	3.372	3.3507	5.592	0.2116	4.461	0.80
144	71	1009	88	0.086	1419 ± 47	1894 ± 60	33	0.1170	3.317	3.6716	4.841	0.2277	3.526	0.73
147	134	350	146	0.402	1971 ± 69	2012 ± 58	2	0.1258	3.257	6.1895	4.786	0.3570	3.507	0.73
149	71	1062	148	0.112	1499 ± 50	1883 ± 43	26	0.1156	2.383	3.8539	4.295	0.2419	3.574	0.83

Примечание. Ошибки приведены 2 σ . Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$. D, % – дискордантность рассчитана по уравнению $D = 100 \times ((^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb})_{\text{age}} / (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})_{\text{age}}) - 1$.

в CL-изображении имеют слабо зональную центральную часть, окруженную темной незональной каймой (рис. 5д). Были проанализированы центральные части 37 зерен циркона с содержаниями U 82–1358 ppm и Th 20–436 ppm (табл. 3). Большинство из них имеют типичное для магматического циркона значение Th/U 0.1–0.81, для пяти зерен, обогащенных ураном, Th/U составляет <0.1. На диаграмме с конкордией 33 точки циркона образуют дискордию с верхним пересечением 2017 $\pm$ 19 млн лет (СКВО = 1.3) (рис. 7г). Четыре зерна циркона имеют $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 1780–1855 млн лет, что, учитывая их высокую D = 30–43%, отражает частичную потерю радиогенного Pb.

В биотитовом граните (обр. Сн-1) циркон представлен дипирамидально призматическими кристаллами полупрозрачными до прозрачных, коричнево-серого цвета. Для большинства крупных цирконов установлено высокое содержание нерадиоогенного Pb, что, по-видимому, связано с развитием в этих породах галенита. Для определения возраста использовано 21 зерно полупрозрачного циркона размером 100–200 мкм с $K_{\text{удл}} = 1.5$ –2. Содержание U в цирконах составляет 132–1638 ppm, Th/U = 0.3–1.4 (табл. 2). Многие зерна циркона темные в CL-изображении, вследствие высокого содержания U, другие характеризуются наличием светлых ядер (CL) со слабой выраженной осцилляторной зональностью и темных оболочек (рис. 5в).

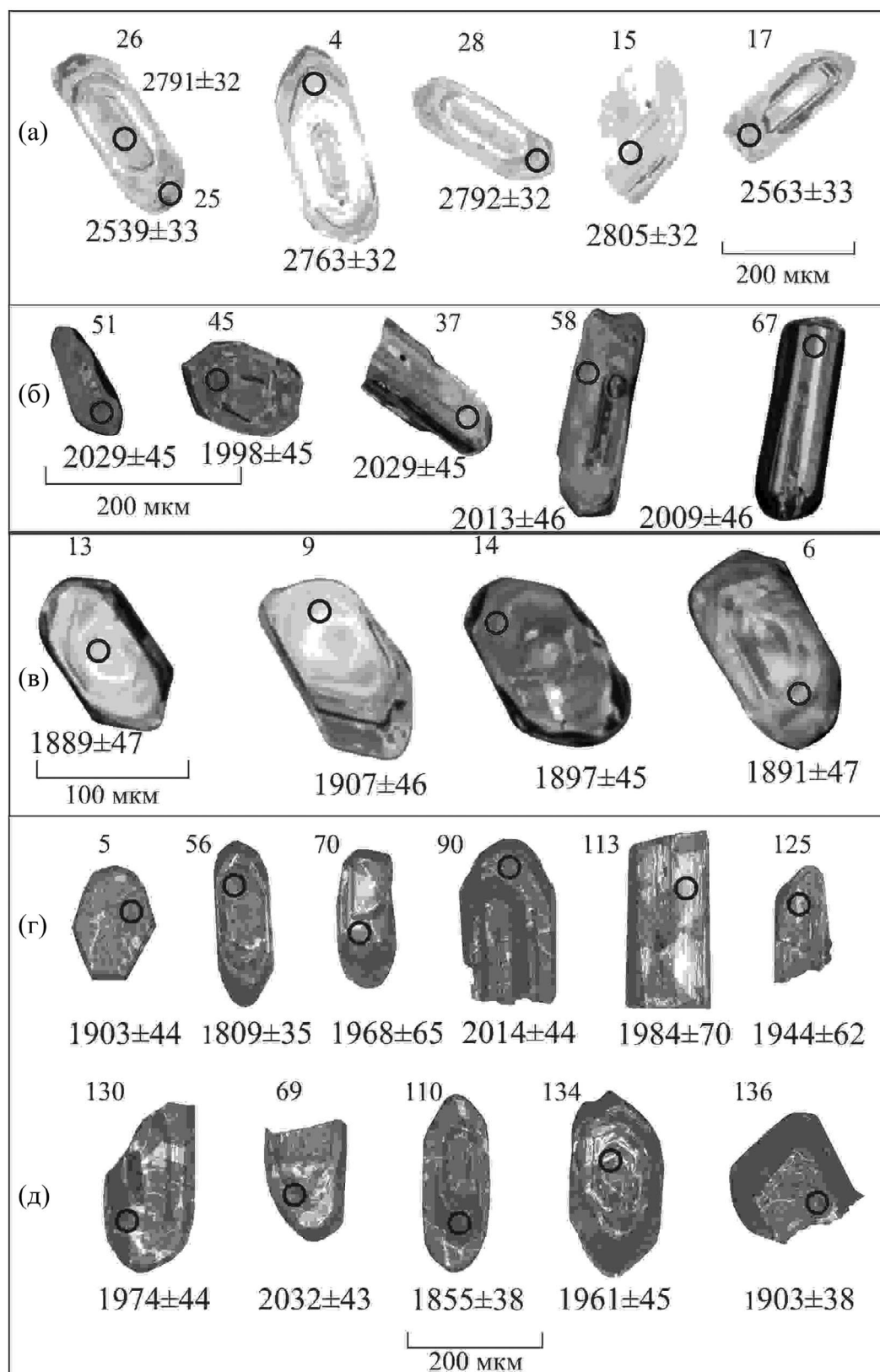


Рис. 5. Катодолюминисцентное изображение цирконов из гнейсов и гранитоидов. (а) – гнейс (обр. Ял-4), (б) – гнейсогранит (обр. Дн-532), (в) – гранит (обр. Сн-1), (г) – гнейсогранит (обр. НК-М-2), (д) – гнейсогранит (обр. НК-М-3). Цифрами указаны номера точек, также указан $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст циркона (млн лет).

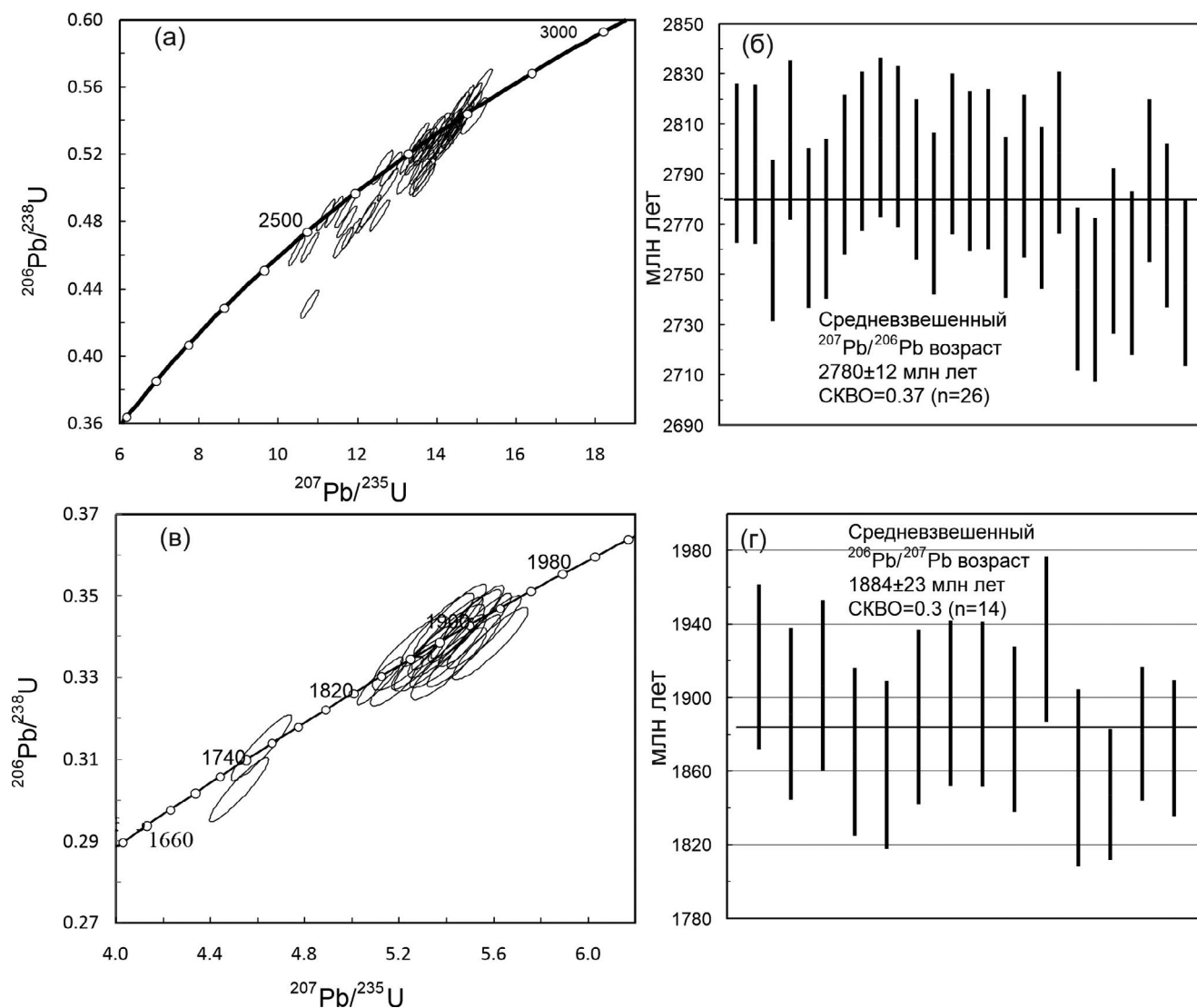


Рис. 6. Диаграммы с конкордией и диаграммы средневзвешенного $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста для циркона из гнейсов и гранитов. (а, б) – скв. Ялтыкская-4, (в, г) – скв. Среднепенская-1.

Светлые 14 зерен циркона (CL) с субконкордантными возрастными ($D \leq 2\%$) дают средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст – 1881 ± 23 млн лет ($\text{СКВО} = 0.3$) (рис. 6в, 6г). Два наиболее древних значения возраста ~2.1 и 2.3 млрд лет ($D = 31\text{--}51\%$) отвечают незональным ядрам, окруженным темными в CL оболочками (табл. 2, точки 1 и 20). Пять зерен с широкими темными в CL каймами, имеющие $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 1917–1955 млн лет, также, вероятно, представляют собой унаследованные ядра. В пользу такой интерпретации свидетельствует наличие широких темных в CL оболочек и снижение возраста (1917 млн лет) в их краевой части. Возраст двух зерен циркона 1752 и 1775 млн лет с высоким содержанием U 1390–1638 ppm, вероятно, связан с частичной потерей радиогенного Pb (рис. 6в).

Геохимия главных и редких элементов и изотопный Nd состав гнейсов и гранитоидов

Гнейсы и гранитоиды из всех скважин имеют сходный диапазон SiO_2 67–74 мас. % и по содержанию главных элементов отвечают преимущественно гранитам и лейкогранитам (табл. 1, рис. 8). Наибольшей вариабельностью содержания SiO_2 и других петрогенных элементов выделяются гнейсограниты из скв. Дн-532, что связано с их крупнозернистостью и неоднородностью текстуры. Большинство пород принадлежат нормальному ряду щелочности ($(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 5.5\text{--}8.4$ мас. %), тогда как граниты из скв. Сн-1 являются преимущественно субщелочными ($(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 6.7\text{--}10$ мас. %). Все породы являются слабо пералюминиевыми с возрастанием ASI (1.0–1.1) от гнейсов

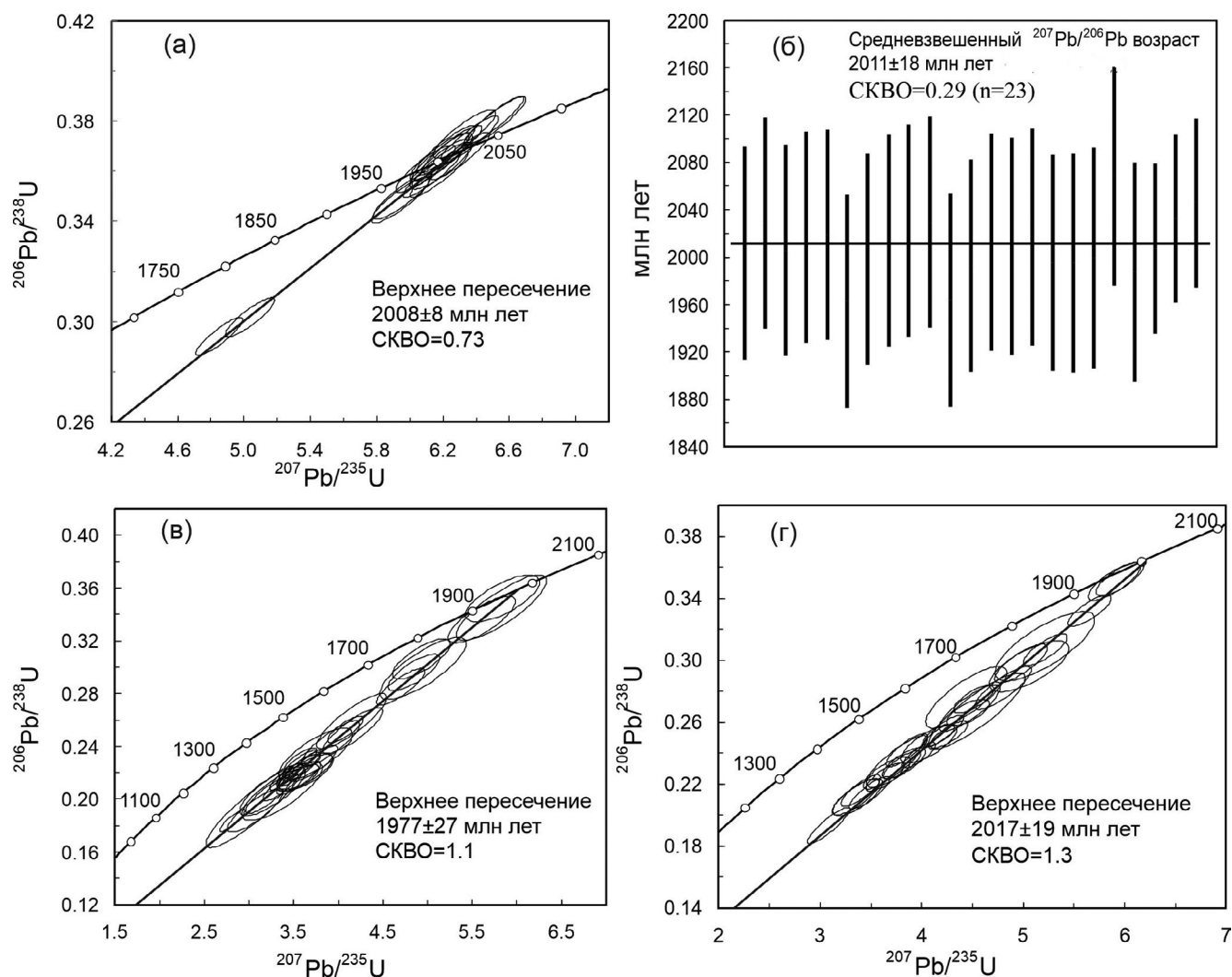


Рис. 7. Диаграммы с конкордией для циркона из гнейсогранитов скв. Даниловская-532. (а, б) – обр. ДН-532, (в) – обр. НК-М-2, (г) – обр. НК-М-3.

(скв. Ял-4) к гнейсогранитам (скв. ДН-532) и гранитам (скв. СН-1) ($ASI = 1.0–1.3$). Биотит-амфиболовые гнейсы из скв. Ял-4 являются низкокалийевыми гранитами ($K_2O = 1.8–2.5$ мас. %) и относятся к магнезиальным по (Frost et al., 2001). Все остальные породы являются преимущественно калиевыми гранитами, гнейсограниты (скв. ДН-532) на диаграмме $FeO^*/(FeO^*+MgO)–SiO_2$ располагаются вдоль границы магнезиальных и железистых гранитоидов, а граниты из скв. СН-1 смещены в область железистых разностей (рис. 8а). По соотношению щелочей и CaO ($MALI = Na_2O + K_2O - CaO$) среди изученных пород выделяется ряд от кальциевых гнейсов к щелочно-известковым гнейсогранитам и известково-щелочным гранитам (рис. 8б). Различие в содержании щелочей, прежде всего K_2O , сопровождается ростом концентраций Ва и снижением Sr от гнейсов к гнейсогранитам,

биотитовые граниты имеют максимальные содержания Ва и Rb при концентрации Sr, близкой к таковой в гнейсогранитах (рис. 8г).

Породы из трех изученных скважин отчетливо различаются по концентрациям несовместимых редких элементов: Th, LREE, Nb, Y возрастающих от гнейсов к гнейсогранитам и гранитам (рис. 8в). Если в гнейсах (скв. Ял-4) и гнейсогранитах (скв. ДН-532) их содержание близко к среднему для I- и S-гранитов, то в гранитах (скв. СН-1) наблюдается резкое обогащение Th, LREE и Nb, близкое к типичным для A-гранитов (Whalen et al., 1987). Различия между тремя типами гранитоидов отчетливо проявлены и по характеру спектров REE (рис. 9). Гнейсы из скв. Ял-4 демонстрируют фракционированные спектры REE ($(La/Yb)_n = 15–42$) со слабой Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.68–0.84$).

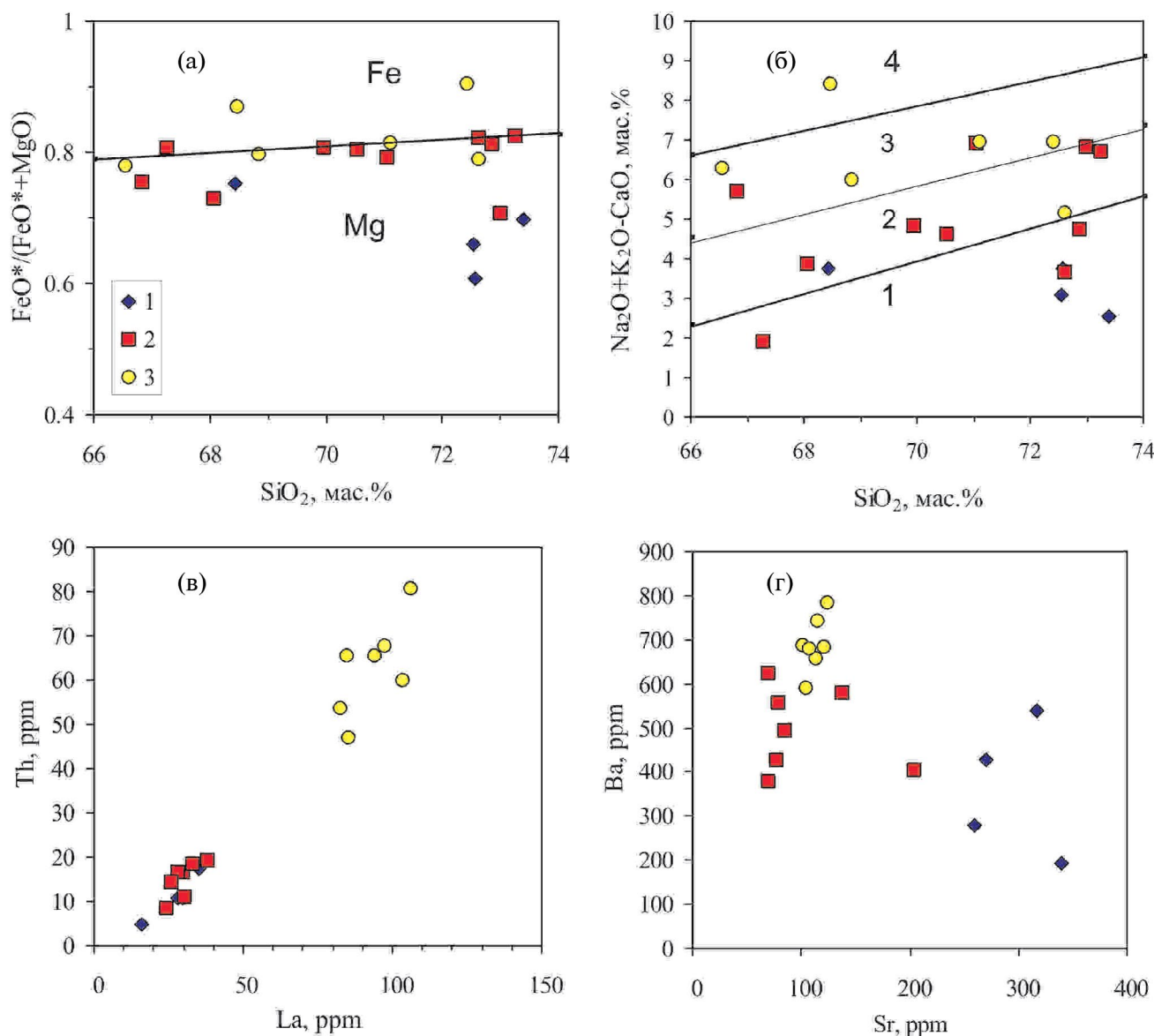


Рис. 8. Вариационные диаграммы петрогенных и редких элементов для раннедокембрийских гнейсов и гранитоидов фундамента (НБА). 1 – биотит-амфиболовые гнейсы (скв. Ял-4), 2 – биотитовые гнейсограниты (скв. Дн-532), 3 – биотитовые граниты (скв. Сн-1). Поля гранитоидов: 1 – известковистых, 2 – щелочно-известковистых, 3 – известково-щелочных, 4 – щелочных; Fe – железистых и Mg – магнезиальных по (Frost et al., 2001).

Гнейсограниты (скв. Дн-532) имеют более низкие значения $(La/Yb)_n = 11–23$, но сильнее проявленный Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 0.35–0.83$). Варьирующие содержания тяжелых REE и $(Gd/Yb)_n = 1.6–4.2$ в гнейсогранитах из скв. Дн-532 связаны с неоднородностью распределения в этих породах граната, главного носителя тяжелых лантаноидов. Повышенное значение $(La/Yb)_n = 31–38$ для биотитовых гранитов из скв. Сн-1 обусловлено сильным обогащением легкими REE $(La/Sm)_n = 6.6–7.4$ в сравнении с двумя другими группами пород. Все

изученные гранитоиды имеют сходные мультиэлементные спектры с отрицательными аномалиями Ba, Nb, Sr, Ti (рис. 9), эти аномалии наиболее резко проявлены для биотитовых гранитов (скв. Сн-1), что определяет их сходство с А-гранитами (Whalen et al., 1987).

Изотопный состав Nd определен для гнейсов и гранитоидов из трех скважин (табл. 4, рис. 10). Все эти породы имеют низкое значение $^{147}Sm/^{144}Nd$ и резко различаются по величине $\epsilon_{Nd}(T)$ и модельному возрасту. Биотит-амфиболовые гнейсы из

скв. Ял-4 имеют $\epsilon_{Nd}(T) = +2.2$ и $T_{Nd}(DM) = 2.9$ млрд лет, близкий ко времени их образования. Гнейсогранит из скв. Дн-532 характеризуется $\epsilon_{Nd}(T) = +0.5$ и $T_{Nd}(DM) = 2.4$ млрд лет, а биотитовый гранит из скв. Сн-1 – $\epsilon_{Nd}(T) = -4.9$ и $T_{Nd}(DM) = 2.5$ млрд лет. Эти изотопные параметры свидетельствуют о различных коровых источниках.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Источники и происхождение гнейсов и гранитоидов фундамента Непско-Ботуобинской антеклизы

Биотит-амфиболовые гнейсы из скв. Ял-4 по содержанию главных элементов соответствуют известковистым магнезиальным гранитам I-типа. На диаграмме (Laurent et al., 2014), основанной на синтезе данных по составу экспериментально полученных расплавов из различных источников, точки гнейсов располагаются в поле кислых расплавов из базитового источника (рис. 11). По характеру редкоземельных и мультиэлементных спектров они близки типичным архейским породам тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (ТТГ) (Martin, 1994), отличаясь лишь слабым Eu-минимумом, что может быть связано с фракционированием плагиоклаза при дифференциации исходного расплава (рис. 9). Обоедение тяжелыми REE и высокое значение $(La/Yb)_n$ предполагают, согласно экспериментальным данным (Rapp, Watson, 1995), плавление базитового источника с отделением гранатсодержащего рестита при ≥ 10 –15 кбар. Модельный возраст гнейсов $T_{Nd}(DM) = 2.9$ млрд лет близок ко времени их образования, т.е. гнейсы представляют ювенильную мезоархейскую кору фундамента и маркируют один из этапов роста коры Сибирского кратона.

Слабо пералюминиевые щелочно-известковые гнейсограниты из скв. Дн-532 содержат единичные зерна граната, что определяет их сходство с гранитами S-типа. Расположение их фигуративных точек на диаграмме (рис. 11) и повышенные значения $Rb/Ba = 9$ и $Rb/Sr = 2.8$ свидетельствуют в пользу образования расплава из осадочного источника. Гранат мог образоваться при метаморфизме или при инконгруентном плавлении биотита и, вероятно, был захвачен расплавом. Согласно экспериментальным данным по плавлению пелитовых

и граувакковых источников (Vielzeuf, Montel, 1994; Patiño Douce, Harris, 1998), область устойчивости граната ограничена $P \geq 5$ –6 кбар, что определяет вероятную глубину генерации гранитного расплава. По изотопным данным ($T_{Nd}(DM) = 2.4$ млрд лет и $\epsilon_{Nd}(T) = +0.5$) источником для гнейсогранитов служили терригенные породы, образовавшиеся при эрозии преимущественно палеопротерозойской коры.

В отличие от гнейсов и гнейсогранитов биотитовые граниты из скв. Сн-1 это преимущественно известково-щелочные и железистые гранитоиды, обогащенные легкими REE, Th, Nb, т.е. сопоставимые с гранитами А-типа. Следует отметить, что в целом в составе Южно-Сибирского пояса среди постколлизийных гранитоидов с возрастом 1.88–1.84 млрд лет доминируют граниты А-типа (Туркина, Капитонов, 2019; Donskaya, Gladkochub, 2021). Формирование гранитов А-типа рассматривается в рамках плавления коровых кварц-полевошпатовых субстратов или плавления/дифференциации мафических источников (Frost, Frost, 2011). Исследованные граниты не имеют повышенных концентраций Ba и Sr, типичных для гранитов А-типа монзонитового ряда, а высокие концентрации легких REE и Th, скорее, свидетельствуют в пользу плавления кварц-полевошпатового источника. Изотопный состав гранитов не отвечает линии эволюции мезоархейской коры (рис. 10), представленной гнейсами, изотопные параметры гранитов ($\epsilon_{Nd}(T) = -5.1$ и $T_{Nd}(DM) = 2.5$ млрд лет) предполагают их образование за счет плавления либо неоархейской коры, либо более древнего корового источника при участии ювенильного палеопротерозойского материала.

Возрастные рубежи формирования гнейсов и гранитоидов зоны сочленения Тунгусского супертеррейна и Маганского террейна

Результаты U-Pb датирования позволяют выделить в фундаменте Непско-Ботуобинской антеклизы три этапа гранитоидного магматизма: ~2.8, 2.0 и 1.88 млрд лет. К первому этапу относится формирование магматического протолита гнейсов из скв. Ял-4. Как показано выше, цирконы из гнейсов дают ассиметричный пик на кривой вероятности распределения возраста и испытали частичную

Таблица 4. Sm-Nd изотопные данные для раннедокембрийских гнейсов и гранитоидов фундамента НБА

№ п/п	Номер образца	T, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$, млн лет
1	Ял-4	2800	2.9	19.0	0.0938	0.510862 ± 8	2.2	2894
2	Дн-532	2000	8.7	45.0	0.1171	0.511617 ± 5	0.5	2411
3	Сн-1	1880	12.2	87.6	0.0845	0.510995 ± 18	-4.9	2532

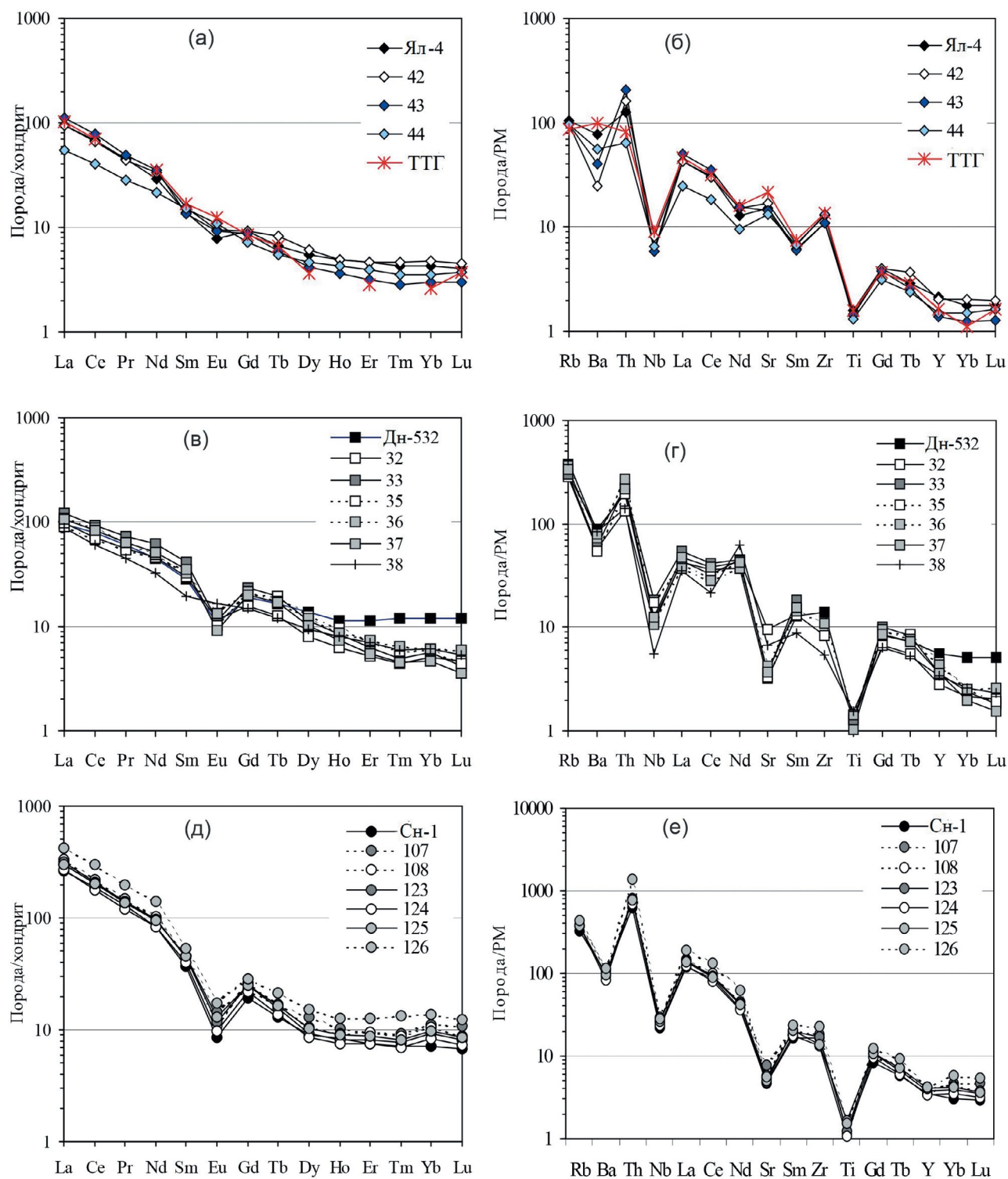


Рис. 9. Редкоземельные и мультиэлементные спектры для раннекембрийских гнейсов и гранитоидов фундамента (НБА). (а, б) – биотит-амфиболовые гнейсы (скв. Ял-4), (в, г) – биотитовые гнейсограниты (скв. ДН-532), (д, е) – биотитовые граниты (скв. СН-1). ТТГ – средний состав архейских ТТГ-ассоциаций по (Martin, 1994).

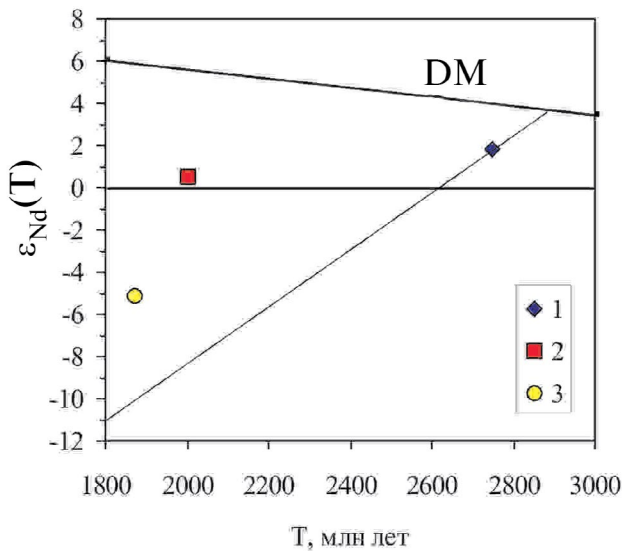


Рис. 10. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ –возраст для раннедокембрийских гнейсов и гранитоидов фундамента (НБА). 1 – гнейс (скв. Ял-4), 2 – гнейсогранит (скв. Дн-532), 3 – гранит (скв. Сн-1).

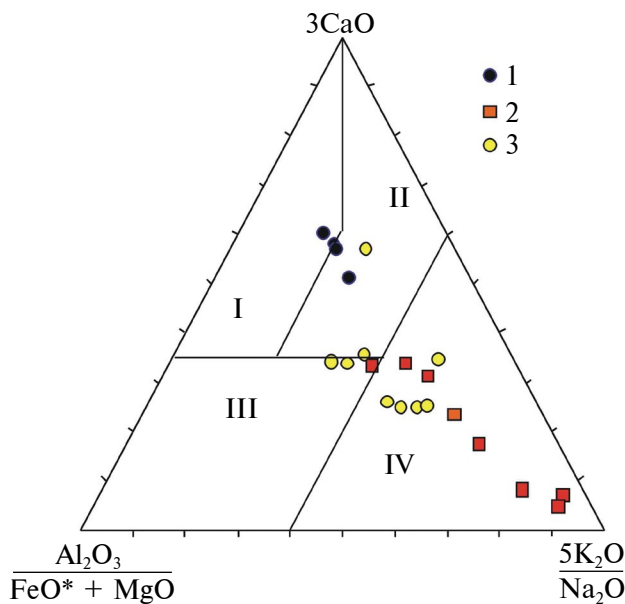


Рис. 11. Диаграмма $Al_2O_3/(FeO^*+MgO)$ – $3CaO$ – $5K_2O/Na_2O$ для раннедокембрийских гнейсов и гранитоидов фундамента (НБА). 1 – гнейсы (скв. Ял-4), 2 – гнейсограниты (скв. Дн-532), 3 – граниты (скв. Сн-1). Поля источников (Laurent et al., 2014): I – низко- и II – высококальциевых мафических, III – тоналитовых, IV – метасадочных.

потерю Pb на рубеже ~2.53 млрд лет, следовательно наиболее корректной оценкой времени формирования протолита гнейсов служит возраст 12

исследованных наиболее древних кристаллов – 2801 ± 18 млн лет. Расположение точек циркона вдоль конкордии обусловлено малым (~260 млн лет) интервалом между временем кристаллизации циркона и термальным событием, с которым связано нарушение изотопной системы. Второй этап (~2.0 млрд лет) представлен образованием гнейсогранитов из скв. Дн-532 с возрастами 2007 ± 4 , 2017 ± 19 и 1977 ± 27 млн лет, которые перекрываются в пределах ошибки. С третьим этапом связано образование биотитовых гранитов из скв. Сн-1, имеющих возраст 1884 ± 23 млн лет.

Полученные данные позволяют провести сопоставление выделенных этапов магматизма в фундаменте юго-запада Непско-Ботуобинской антеклизы с магматическими и метаморфическими событиями в Тунгусском супертеррейне и Маганском террейне Анабарского супертеррейна и ограничивающего их с юга Аkitканского складчатого пояса (табл. 5). Формирование биотитовых гранитов 1.88 млрд лет назад отвечает главному этапу (1.88–1.84 млрд лет) постколлизии гранитоидного и базитового магматизма в пределах Южно-Сибирского магматического пояса (ЮСП) (Donskaya, Gladkochub, 2021; Туркина, Изох, 2024). Гранитоиды этого этапа наиболее широко представлены в западной части ЮСП в обнаженных структурах Тунгусского супертеррейна (Шарыжалгайский выступ) (Туркина, Капитонов, 2019), но встречаются также и в Байкальском выступе, который относится к структуре Аkitканского складчатого пояса (Donskaya, 2020).

Реперное значение имеют гнейсограниты с возрастом ~2.0 млрд лет, поскольку этот этап гранитоидного магматизма ограниченно проявлен в Сибирском кратоне. Гранитоиды с возрастом ~2.02 млрд лет представлены в Голоустенском и Чуйском блоках Аkitканского складчатого пояса, по геохимическим характеристикам они принадлежат преимущественно к I- и реже А-типу (Донская и др., 2013, 2016). Гранодиориты I-типа этого рубежа (~2.0 млрд лет) установлены также в керне скв. Могдинская-6 (рис. 1) в пределах Маганского террейна (Попов и др., 2015). Гнейсограниты фундамента Непско-Ботуобинской антеклизы с породами Чуйского блока сближает не только близость по времени формирования, но и сходство их изотопного Nd состава, все они характеризуются положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ (+3.5 ... +1.3), что свидетельствует о ювенильной изотопной природе их источников. Для гранитов Чуйского блока предполагаются метаматические базитовые и кварц-полевошпатовые источники (Донская и др., 2013). Изученные нами гнейсограниты образовались из метасадочного источника, и их наиболее низкое значение $\epsilon_{Nd}(T) = +0.5$ позволяет предполагать наряду с палеопротерозойской корой вклад и более древнего, архейского

Таблица 5. Возраст раннедокембрийских гранитоидных комплексов фундамента Сибирского кратона, зоны сочленения Тунгусского супертеррейна и Маганского террейна и Аkitканского складчатого пояса

Супертеррейн/ пояс	Террейн/блок	Комплекс/ массив	Порода	Возраст, млн лет	Минерал, метод	Литературный источник
Тунгусский	Непско- Ботуобинский		Гранит, А-тип	1884 ± 23	Циркон, LA-ICP-MS	Настоящая работа
			Гнейсогранит, S-тип	2011 ± 18 1977 ± 27 2017 ± 19	Циркон, LA-ICP-MS	Настоящая работа
			Плагииогнейс	2780 ± 12	Циркон, LA-ICP-MS	Настоящая работа
Анабарский	Маганский		Гранодиорит, I-тип	2002 ± 16	Циркон, LA-ICP-MS	Попов и др., 2015
Аkitканский	Голоустенский	Еловский массив	Гранит, I-тип	2018 ± 18	Циркон, SHRIMP	Poller et al., 2005
		Мигматит- гнейсовая толща	Гранитогнейс	1985 ± 15	Циркон, SHRIMP	Донская и др., 2016
	Чуйский	Чуйский комплекс	Гранит, I-тип	2020 ± 12	Циркон, TIMS	Неймарк и др., 1998
		Кутимский комплекс	Гранит, А-тип	2018 ± 16	Циркон, SHRIMP	Донская и др., 2013
Аkitканский	Сарминский		Плагииогранит	2884 ± 12	Циркон, SHRIMP	Donskaya et al., 2009
Тунгусский	Шарыжал- гайский/ Иркутный		Гнейс мигма- тизированный	2858 ± 24 1876 ± 9	Циркон, LA-ICP-MS	Донская и др., 20196

материала в питающей провинции. Более очевиден вклад архейской коры в образование разновозрастных (2.02 млрд лет) гранитов в Голоустенском блоке, поскольку они имеют $\epsilon_{Nd}(T) = -0.9 \dots -1.8$ и $T_{Nd}(DM) = 2.4-2.5$ млрд лет (Донская и др., 2016).

Магматические протолиты биотит-амфиболовых гнейсов (~2.8 млрд лет) не имеют возрастных аналогов среди пород ТТГ-комплексов Шарыжалгайского выступа, которые формировались в палеоархее (3.40–3.25 млрд лет) (Бибикина и др., 2006; Туркина и др., 2009). Наиболее близки к изученным гнейсам по возрасту плагииограниты (2.88 млрд лет) Сарминского блока Аkitканского складчатого пояса (Donskaya et al., 2009), а также биотитовые гнейсы района Листвянки на юго-восточном окончании Тунгусского супертеррейна (Донская и др., 2019). Таким образом, имеющиеся данные показывают, что на юге Тунгусского супертеррейна было проявлено несколько рубежей архейского ТТГ магматизма и формирования континентальной коры.

Наряду с выявленными этапами гранитоидного магматизма, следует отметить проявление тектоно-термального события ~2.53 млрд лет, с которым связано нарушение изотопной системы циркона из гнейсов в скв. Ял-4. На этом рубеже (2.55–2.53 млрд лет) высокотемпературный метаморфизм

и гранитоидный магматизм широко были проявлены в Иркутном и Китойском блоках Шарыжалгайского выступа (Гладкочуб и др., 2005; Туркина, Сухоруков, 2022). Одновозрастные гранитоиды (~2.56 млрд лет) установлены в фундаменте Байкитской антеклизы на западе, а также в скв. Кулиндинская-1 (рис. 1) в восточной части Тунгусского супертеррейна (Самсонов и др., 2021, 2022). Все эти гранитоиды конца архея рассматриваются как постколлизийные, фиксирующие сочленение архейских блоков и кратонизацию коры Тунгусского супертеррейна.

*Структура и этапы формирования
коры зоны сочленения Тунгусского
супертеррейна и Маганского террейна*

Как отмечалось выше, исследованная область фундамента на большинстве схем (Rosen et al., 1994; Gladkochub et al., 2006; Donskaya, 2020) охватывает область сочленения Тунгусского супертеррейна и Маганского террейна, которая может представлять собой либо относительно узкую шовную зону, либо коллизийный пояс, образованный при столкновении двух раннедокембрийских блоков (например, Восточно-Тунгусский складчатый

пояс, 2.1–1.9 млрд лет) (Глебовицкий и др., 2008), либо аккреционный ороген, маркирующий конвергентную границу и сложенный преимущественно палеопротерозойскими породными ассоциациями (Priyatkina et al., 2020). Расположенная на крайнем юго-западе Непско-Ботубинской антеклизы скв. Ял-4 вскрывает мезоархейские гнейсы, отвечающие по составу типичным для архея ТТГ-комплексам, и, наиболее вероятно, фиксирует распространение архейского фундамента Тунгусского супертеррейна. Далее к северу аналогичная граница маркируется неоархейскими (2.53 млрд лет) гранитами в скв. Кулиндинская-1 (рис. 1), субсинхронными с гранитами Юрубченского массива на западе Тунгусского супертеррейна (Самсонов и др., 2021, 2022). Коллизионные процессы и гранитоидный магматизм конца неоархея (~2.55 млрд лет) характерны для обнаженного фундамента в Шарыжалгайском выступе (Гладкочуб и др., 2005; Туркина, Сухоруков, 2022). Кроме того, неоархейские (2.60–2.45 млрд лет) детритовые цирконы образуют один из главных максимумов в осадочных отложениях чехла западной части Сибирского кратона (Priyatkina et al., 2020). Таким образом, неоархейские тектоно-магматические процессы являются реперными для Тунгусского супертеррейна в целом. Поскольку данное термальное событие находит отражение в изотопном составе и возрасте краевых зон циркона из гнейсов скв. Ялтыкская-4, это служит веским доказательством принадлежности последних к фундаменту Тунгусского супертеррейна. Обоснованием положения границы Тунгусского супертеррейна в центральной части Сибирского кратона является резкая смена неоархейских гранитов и биотитовых гнейсов с модельным Nd возрастом 2.8–2.9 млрд лет из скв. Кулиндинская-1 гранитоидными с $T_{Nd}(DM) = 2.3–2.4$ млрд лет из скв. Ереминская-101, расположенной в 20 км к северо-востоку (Ковач и др., 2000). На юго-западе Непско-Ботубинской антеклизы распространение палеопротерозойской ювенильной коры маркируют гнейсограниты с возрастом ~2.0 млрд лет и $T_{Nd}(DM) = 2.4$ млрд лет в скв. Даниловская-532, расположенной примерно в 200 км к северо-востоку от скв. Ялтыкская-4 (рис. 2). Скв. Сн-1 (в 80 км к западу от скв. Дн-532) вскрывает типичные для поздних коллизионных орогенов Сибирского кратона граниты с возрастом 1.88 млрд лет. Поскольку эти граниты имеют промежуточное значение модельного возраста ($T_{Nd}(DM) = 2.5$ млрд лет) между гнейсами и гнейсогранитами, можно предполагать их образование из смешанного архей-палеопротерозойского корового источника. Таким образом, положение скв. Среднепесчаная-1 фиксирует переход от архейского фундамента Тунгусского супертеррейна к блоку или зоне с палеопротерозойской корой. Эта область палеопротерозойской коры может представлять собой как Маганский террейн,

так и аккреционный ороген, сформированный в результате предшествующих палеопротерозойских субдукционных процессов.

Возможная интерпретация критически зависит от информации о строении, составе и возрасте пород Маганского террейна Анабарского супертеррейна. В его обнаженной части в пределах Анабарского щита метаграувакки и метавулканы характеризуются модельным Nd возрастом 2.8–3.1 млрд лет (Розен и др., 2000), что предполагает архейский возраст коры. В центральной части Маганского террейна плагиогранитоиды фундамента, вскрытые в трех глубоких скважинах Мегеляхской-2441, Сюльдюкарской-1001 и Среднеботубинской-1 (см. рис. 1), имеют возраст от 3.16 до 2.71 млрд лет (Ларичев и др., 2022), что однозначно свидетельствует о доминировании архейской коры. В фундаменте южной и центральной части Непско-Ботубинского поднятия представлены как парагнейсы с $T_{Nd}(DM) = 2.3–2.5$ млрд лет, так и палеопротерозойские (2.0–1.8 млрд лет) гранитоиды, имеющие $T_{Nd}(DM) = 2.6–2.7$ млрд лет, что интерпретируется как вовлечение архейских блоков в коллизионные процессы при закрытии палеопротерозойского океанического бассейна (Самсонов и др., 2023). На этом основании предполагается, что в южной части Сибирского кратона Таймыро-Байкальский ороген представляет обширную область, близкую к контуру Маганского террейна (Самсонов и др., 2023). Сходная интерпретация Маганского террейна как палеопротерозойского орогенного пояса, разделяющего архейские Тунгусский и Алдано-Анабарский террейны, предполагается и в модели Н. Прияткиной с соавторами (Priyatkina et al., 2020). В отличие от северной части Маганского террейна, образованного архейскими комплексами, в рамках такой интерпретации только его южная часть может рассматриваться как аккреционный ороген, включающий как блоки архейской коры, так и океанические/островодужные комплексы новообразованной палеопротерозойской коры. Такая тектоническая структура в южной части Маганского террейна оказывается сходна со строением граничащего с ним Ачитканского складчатого пояса, который включает как блоки архейской коры (Donskaya et al., 2009) и сформированные при ее участии палеопротерозойские (1.85–1.88 млрд лет) гранитоиды и кислые вулканы Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (Донская и др., 2008), так и комплексы ювенильной палеопротерозойской коры, трассируемые гранитоидами (~2.0 млрд лет) Чуйского блока (Донская и др., 2013). Очевидно, что требуется более детальная информация по пространственному распространению и соотношению в вертикальном разрезе областей архейской и палеопротерозойской коры, возрасту, составу и геодинамической природе слагающих ее породных ассоциаций для понимания

как строения Маганского террейна, так и тектонической природы зоны его сочленения с Тунгусским супертеррейном. Полученные в настоящем исследовании данные позволяют фиксировать восточную границу архейской коры в южной части Тунгусского супертеррейна с областью палеопротерозойской ювенильной коры, разделенных переходной зоной, гранитоиды которой имеют промежуточные изотопные характеристики. Возраст этих гранитоидов свидетельствует о финальной амальгамации Тунгусского супертеррейна с блоками восточной части фундамента Сибирского кратона на рубеже 1.88 млрд лет.

ВЫВОДЫ

В фундаменте юго-западной части Непско-Ботубинского поднятия проявлено три этапа гранитоидного магматизма: 2.8, 2.0 и 1.87 млрд лет. На рубеже 2.8 млрд лет формировались магматические ТТГ-протолиты биотит-амфиболовых гнейсов, которые представляют мезоархейскую кору и испытали термальное воздействие в конце неогархея (~2.53 млрд лет), типичное для Тунгусского супертеррейна. Биотитовые гнейсограниты (~2.0 млрд лет), коррелирующие по возрасту с гранитоидами фундамента Маганского террейна и Ачитканского складчатого пояса, формировались из метаосадочного источника, образованного при эрозии преимущественно пород палеопротерозойской ювенильной коры. Граниты А-типа с возрастом 1.88 млрд лет отвечают главному рубежу постколлизийного гранитообразования в пределах Южно-Сибирского магматического пояса.

Гнейсы с возрастом 2.8 млрд лет маркируют положение восточной границы архейской коры в южной части Тунгусского супертеррейна с областью палеопротерозойской ювенильной коры, разделенных переходной зоной, гранитоиды которой имеют промежуточные изотопные характеристики. Изотопный состав палеопротерозойских гранитоидов свидетельствуют о том, что пограничная с Тунгусским супертеррейном область — южная часть Маганского террейна включает блоки как архейской, так и палеопротерозойской коры, что определяет ее сходство с Ачитканским складчатым поясом и аккреционными орогенами. Финальная амальгамация Тунгусского супертеррейна с блоками восточной части фундамента Сибирской платформы отвечает рубежу 1.88 млрд лет.

Благодарности. Авторы благодарят С.Н. Рудневу, а также сотрудников ЦКП МИИ (г. Новосибирск) И.В. Николаеву, С.В. Палесского, Д.В. Семенову, А.В. Карпова, Н.Г. Карманову, выполнивших аналитические работы и подготовку циркуля для исследования. Также благодарны А.В. Самсонову за внимательное прочтение рукописи и ценные замечания.

Источники финансирования. Геохимические и изотопные исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (грант № 23-17-00196). Обобщение данных по раннедокембрийскому гранитоидному магматизму проведено по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400044-2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникина Е.В., Малич К.Н., Белоусова Е.А. и др. U-Pb возраст и Hf-Nd-Sr изотопная систематика жильных пород Волковского массива (Средний Урал, Россия) // *Геохимия*. 2018. № 3. С. 209–221.
- Бибилова Е.В., Туркина О.М., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М. Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарыжалгайского выступа: изотопная геохронология // *Геохимия*. 2006. № 3. С. 347–352.
- Гладкоуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46. № 11. С. 1139–1150.
- Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // *Геотектоника*. 2008. № 1. С. 12–26.
- Гришин М.П., Сурков В.С. Карта тектонического районирования фундамента Сибирской платформы, масштаб: 1:5000000. 1979. <https://www.geokniga.org/maps/16746>
- Гусев Н.И., Руденко В.Е., Бережная Н.Г. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст (SHRIMP II) метаморфических и магматических пород в Котуйкан-Монхолинской зоне Анабарского щита // *Региональная геология и металлогения*. 2013. № 54. С. 49–59.
- Донская Т.В., Бибилова Е.В., Гладкоуб Д.П. и др. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // *Петрология*. 2008. Т. 16. № 5. С. 452–479.
- Донская Т.В., Гладкоуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др. Палеопротерозойские гранитоиды чуйского и кутимского комплексов (юг Сибирского кратона): петрогенезис и геодинамическая природа // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 3. С. 371–389.
- Донская Т.В., Гладкоуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // *Геология и геофизика*. 2014. Т. 55. № 7. С. 1028–1043.
- Донская Т.В., Гладкоуб Д.П., Мазукабзов А.М., Лепехина Е.Н. Возраст и источники палеопротерозойских дометаморфических гранитоидов

Голоуспенского блока Сибирского кратона: геодинамические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 587–606.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др. Саяно-Бирюсинский вулканоплутонический пояс (южная часть Сибирского кратона): возраст и петрогенезис // Геология и геофизика. 2019а. Т. 60. № 1. С. 18–40.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др. Становление структуры южной — юго-западной части Сибирского кратона в раннем протерозое // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019б. Вып. 17. С. 86–87.

Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 394–408.

Ларичев А.И., Видик С.В., Сергеев С.А., Осадчий И.В. Петрографическая характеристика и возраст пород Алдано-Анабарского блока фундамента Сибирской платформы по данным изучения керн глубоких скважин // Региональная геология и металлогения. 2022. № 92. С. 28–40.

Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой // Геохимия. 2008. № 10. С. 1085–1091.

Попов Н.В., Сафонова И.Ю., Постников А.А. и др. Палеопротерозойские гранитоиды из фундамента центральной части Сибирской платформы (скважина Модинская-6): U-Pb возраст и состав // Докл. АН. 2015. Т. 461. № 5. С. 558–562.

Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 1–19.

Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 163–180.

Самсонов А.В., Постников А.В., Спиридонов В.А. и др. Неоархейские гранитоиды на западе Тунгусского супертеррейна, фундамент Сибирской платформы: геохронология, петрология, тектоническое значение // Петрология. 2021. Т. 29. № 5. С. 451–477.

Самсонов А.В., Ерофеева К.Г., Ларионова Ю.О. и др. Восточная окраина неоархейского Тунгусского террейна: данные по скважинам в центральной

части Сибирской платформы // Петрология. 2022. Т. 30. № 6. С. 663–676.

Самсонов А.В., Ерофеева К.Г., Постников А.В. и др. Палеопротерозойский Таймыро-Байкальский ороген в южной части Сибирского кратона: границы, состав и история формирования по изучению керн скважин // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2023. Т. 2. С. 168–171.

Смелов А.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и продолжительность формирования Билляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 315–330.

Туркина О.М., Изох А.Э. Гетерогенная субконтинентальная литосферная мантия под южным флангом Сибирского кратона: свидетельства по составу палеопротерозойских мафических ассоциаций // Геология и геофизика. 2024. <https://doi.org/10.15372/GiG2023124>

Туркина О.М., Капитонов И.Н. Источники палеопротерозойских коллизионных гранитоидов (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона): от литосферной мантии до верхней коры // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 4. С. 489–513.

Туркина О.М., Сухоруков В.П. Раннедокембрийский гранитоидный магматизм Китойского блока и этапы коллизионных событий на юга-западе Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 5. С. 745–763.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н. и др. Палеоархейский тоналит-трондьемитовый комплекс северо-западной части Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона: результаты U-Pb и Sm-Nd исследования // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 1. С. 21–37.

Black L.P., Kamo S.L., Foudoulis C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chemical Geol. 2004. V. 205. P. 115–140.

Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precamb. Res. 2020. V. 348. 105869.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P. Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview // Precamb. Res. 2021. V. 367. 106447.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A. et al. Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: new insight into its architecture and history // Precamb. Res. 2009. V. 170. P. 61–72.

- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al.* A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 2033–2048.
- Frost C.D., Frost B.R.* On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // *J. Petrol.* 2011. V. 52. P. 39–53.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.* Washington, D.C. Mineral. Soc. Amer. 2003. V. 53. P. 27–62.
- Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V. et al.* Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // *Episodes.* 2006. V. 29. № 3. P. 169–174.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.* GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // Ed. P. Sylvester. *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series.* 2008. V. 40. P. 307–311.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A.* The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // *Chemical Geol.* 2004. V. 21. P. 47–69.
- Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R.* The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga // *Lithos.* 2014. V. 205. P. 208–235.
- Ludwig K.R.* ISOPLOT 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronology Center. California. Berkeley.* 2012. P. 1–70.
- Martin H.* Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // *Archean crustal evolution.* Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 205–259.
- Panteeva S.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V. et al.* Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy.* 2003. V. 58. № 2. P. 341–350. [https://doi.org/10.1016/S0584-8547\(02\)00151-9](https://doi.org/10.1016/S0584-8547(02)00151-9)
- Patiño Douce A.E., Harris N.* Experimental constraints on Himalayan anatexis // *J. Petrol.* 1998. V. 39. P. 689–710.
- Pearce N.J.G., Perkins W.T., Westgate J.A. et al.* A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials // *Geostandards Newsletter.* 2007. V. 21. P. 115–144.
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al.* Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precamb. Res.* 2005. V. 136. P. 353–368.
- Priyatkina N., Ernst R.E., Khudoley A.K.* A preliminary reassessment of the Siberian cratonic basement with new U Pb-Hf detrital zircon data // *Precamb. Res.* 2020. V. 340. 105645.
- Rapp R.P., Watson E.B.* Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling // *J. Petrol.* 1995. V. 36. P. 891–931.
- Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D.* Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // *Archean crustal evolution.* Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.
- Slama J., Kosler J., Condon D.J. et al.* Plesovice zircon – new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chemical Geol.* 2008. V. 249. P. 1–35.
- Smelov A.P., Timofeev V.F.* The age of the North Asian Cratonic basement: an overview // *Gondwana Res.* 2007. V. 12. P. 279–288.
- Vielzeuf D., Montel J.-M.* Partial melting of meta-greywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 117. P. 375–393.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F. et al.* Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards Newsletter.* 1995. V. 19. P. 1–23.

Gneisses and Granitoids of the Basement of the Nepa-Botuoba Antecline: Constraints for Relation of the Archean and Paleoproterozoic Crust in the Boundary Zone Between Tungus Superterrane and Magan Terrane (South Siberian Craton)

O. M. Turkina¹, A. V. Plyusnin², T. V. Donskaya³, I. V. Afonin⁴, S. S. Sanin⁵

¹*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

²*Tyumen State University, Tyumen, Russia*

³*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

⁴*National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia*

⁵*Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia*

The paper presents geochemical and geochronological data on gneisses and granitoids from three deep boreholes (Yalykskaya-4, Danilovskaya-532, Srednenepskaya-1) in the basement of the southwestern part of the Nepa-Botuoba antecline. Based on U-Pb dating of zircon, three stages of granitoid magmatism were identified: ~2.8, 2.0 and 1.87 Ga. At ca. 2.8 Ga magmatic TTG protolith of biotite-amphibole gneisses (Yalykskaya-4 borehole) were formed, which represent the Mesoarchean crust and experienced thermal effects at the terminal Neoproterozoic (~2.53 Ga), typical of the Tungus superterrane of the the Siberian craton. Biotite gneiss-granites (~2.0 Ga) (Danilovskaya-532 borehole) correlating in age with the granitoids of the basement of the Magan terrane and the Akitkan fold belt, were derived from a metasedimentary source formed by the erosion of mainly rocks of the Paleoproterozoic juvenile crust. The 1.88 Ga A-type granite (Srednenepskaya-1 borehole) correspond to the main stage of post-collision granite magmatism within the South Siberian magmatic belt. The ca.2.8 Ga biotite-amphibole gneisses mark position of the eastern boundary of the Archean crust in the south part of the Tungus superterrane with the area of the Paleoproterozoic juvenile crust, separated by a transitional zone, which intruded by granites having intermediate isotopic characteristics. The isotopic composition of Paleoproterozoic gneisses and granitoids indicates that marginal south part of the Magan terrane bordering with the Tungus superterrane — includes blocks of both Archean and Paleoproterozoic crust showing similarity with the Akitkan fold belt and accretionary orogens. The final amalgamation of the Tungus superterrane with blocks of the eastern part of the Siberian platform basement correspond to milestone of 1.88 billion years.

Keywords: Siberian platform basement, gneiss, granitoid, Archean and Paleoproterozoic crust