

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

5/2009

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный

научно-исследовательский

геологоразведочный институт

цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: *Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора),
В.И.Казанский, *А.А.Кременецкий*, *Г.А.Машковцев*,
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
А.Ю.Розанов, *Г.В.Ручкин* (зам. главного
редактора), *В.И.Старостин*

Редсовет: *Е.М.Аксенов*, *А.Н.Барышев*, *Э.К.Буренков*
(председатель редсовета), *А.И.Варламов*,
Г.С.Вартанян, *И.Ф.Глумов*, *В.И.Ваганов*,
А.И.Жамойда, *М.М.Константинов*, *Т.Н.Корень*,
А.К.Корсаков, *В.С.Круподеров*, *Н.К.Курбанов*,
Н.В.Межеловский, *И.Ф.Мигачев*, *В.С.Сурков*,
Е.Г.Фаррахов

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Округин А.В., Мазур А.Б., Земнухов А.Л., Попков П.А., Слепцов С.В.

Ассоциация палладиистого золота с минералами платиновой группы в россыпях бассейна р. Анабар на северо-востоке Сибирской платформы. 3

Герасимов Б.Б., Никифорова З.С.

Крупное ртутьсодержащее россыпное золото бассейна среднего течения р. Анабар. 11

Костин А.В., Лескова Н.В., Осипов Л.В.

Самородное серебро рудной зоны Вертикальная (Эндыбальский рудный узел, Западное Верхоянье) 17

Скрябин А.И.

Реконструкция латеральной зональности оруденения центральной части Ат-Юряхского—Среднеканского и Неригинского рудных районов (Северо-Восток России) 20

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Смелов А.П., Ащепков И.В., Олейников О.Б., Сурнин А.А., Бабушкина С.А., Полуфунтикова Л.И., Королева О.В.

Химический состав и Р-Т условия образования барофильных минералов из кимберлитовой трубки Манчары (Центральная Якутия). 27

Зайцев А.И., Смелов А.П.

Rb-Sr изотопная система кимберлитов алмазоносных и неалмазоносных трубок Алакит-Мархинского кимберлитового поля (Якутия) 31

Молотков А.Е., Котегов В.А., Попов А.В., Ботвин В.В., Смелов А.П.

Результаты термохимического травления полированных пластинок природного алмаза и перспективы изучения его внутренней структуры на микро- и наноуровне 40

Шкодзинский В.С.

Происхождение включений в алмазе различных парагенезисов минералов 44

Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С.

Палеозойская базит-ультрабазитовая ассоциация Мунилканского тектонического блока (Верхоянско-Колымская орогенная область) 47

Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Добрецов В.Н.

Влияние процессов смешения магм на состав и рудоносность метабазитов медведевского комплекса (Алданский щит) 56

СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Кутыгин Р.В.

Нижний карбон Восточной Сибири и Верхоянья 66

Баранов В.В.

Корреляция верхнесилурийских и нижнедевонских отложений арктических регионов Азии. 75

Сергеенко А.И., Белолобский И.Н.

Схема стратиграфии четвертичных отложений хр. Улахан-Тас (Восточная Якутия) 79

Боевский Г.Г., Черкашина А.П., Белолобский И.Н., Зайцев А.И.

Особенности морфологии и палеоэкологии Чекуровского мамонта 84

Колосов П.Н.

О новых находках остатков раннемеловых позвоночных на территории Якутии 91

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С.

Сейсмотектоника северо-восточного сегмента зоны хр. Черского 94

Третьяков Ф.Ф.

Новые данные по тектоническому строению некоторых рудных полей Восточной Якутии 101

75-летие Владимира Степановича Дружинина 107

Редакция: Р.В.Добровольская, Т.М.Папеско
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 24.09.2009. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Сайт научной электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

Ассоциация палладистого золота с минералами платиновой группы в россыпях бассейна р.Анабар на северо-востоке Сибирской платформы

А.В.ОКРУГИН (ИГАБМ СО РАН), А.Б.МАЗУР, А.Л.ЗЕМНУХОВ, П.А.ПОПКОВ, С.В.СЛЕПЦОВ
(ОАО «Алмазы Анабара»)

На северо-востоке Сибирской платформы известны площадные комплексные россыпи алмазов, золота, платины и самоцветных камней [6], которые формировались в результате пространственного совмещения (парастерезиса) в зрелых россыпях платформенного типа наиболее устойчивых в экзогенных условиях минералов, имеющих не только длительный период сбора (начиная с докембрия), но и самый разный генезис. В этих россыпях наряду с алмазами, золотом и платиной постоянно присутствуют такие минералы, как ильменит, шпинелиды, гранаты, дистен, ставролит, циркон, корунд, рутил, сфен и др. Среди этого многоминерального парастерического сообщества, очевидно, существуют определенные ассоциации минералов, парагенетически связанные с разными алмазоносными, золото-рудными, платиноносными и камнесамоцветными формациями, выявление которых имеет важное значение для размежевания полезных компонентов комплексных россыпей при прогнозировании их коренных источников по генетическим типам. В данной статье рассматривается ассоциация палладистого золота с минералами платиновой группы (МППГ), имеющими, вероятно, единый парагенетически связанный рудно-магматический источник.

В восточной и северо-восточной частях Сибирской платформы широко распространены площадные косовые россыпепроявления мелкой (0,5 мм) платины [5, 10, 11], объединенные авторами в самостоятельную Ленскую платиноносную провинцию с уникальным минералого-геохимическим родисто-платиновым («виллоиским») типом платиновой минерализации. В этих россыпях высокородистая железистая платина постоянно сопровождается небольшим количеством минералов Ru-Ir-Os состава. Эти минералы могут иметь и разные генетические типы месторождений, например, мафит-ультрамафитовые массивы для платиновых металлов и альпинотипные гипербазиты для осмиевых. Однако отсутствие самостоятельных россыпепроявлений в родистой платине или Ru-Ir-Os минералов, а также наличие включений минералов Ru-Ir-Os состава в родистой платине и наоборот, свидетельствует об их генетической связи. К этой парагенетической ассоциации минералов можно отнести и спорадические находки палладистого золота в платиноносных россыпях бассейна р.Анабар [5]. Если широко распространенные в этих

россыпях разнопробные (от низко- до весьма высокопробных) золотины, содержащие иногда до 2—3% примеси Cu и Hg, имеют несомненно свои золото-формационные коренные источники, то в отношении палладийсодержащего золота необходимо рассмотреть другие возможные комплексные благороднометалльные формации.

Наибольшее количество палладистого золота в ассоциации с МППГ обнаружено при изучении алмазоносной россыпи р.Маят, где было установлено присутствие крупной (0,5—3 мм) фракции платиновых металлов [7], характерных для пластовых россыпей ближнего сноса. На фоне площадного распространения косовых россыпепроявлений тонкочешуйчатого «плавучего» металла дальнего переноса такие находки крупной платины представляют особый интерес, т.к. являются свидетельством близости материнских коренных источников.

Россыпь р.Маят находится (рис. 1) в пределах Анабарского района Лено-Анабарской алмазоносной субпровинции, где развиты карбонатно-терригенные отложения и вулканогенные образования рифея, венда, кембрия, перми, триаса, юры и мела, интродуцированные среднепалеозойскими и мезозойскими магматитами и в разной степени перекрытые кайнозойскими осадками, с которыми связаны россыпные месторождения алмазов. Платиновые металлы из россыпей среднего течения р.Маят представлены преимущественно (около 99% от всей массы МППГ) Fe-Pt сплавами и в меньшем количестве встречаются минералы Ru-Ir-Os состава.

Железистая платина представлена хорошо окатанными серебристо-белыми зернами с матовой шероховатой поверхностью (рис. 2, а). Размеры частиц в основном колеблются от 0,25 до 0,5 мм, а часть зерен достигает 1—3 мм в поперечнике. Крупные (1 мм) зерна имеют преимущественно уплощенные формы с округлыми очертаниями в плане — чешуйчатые и монетообразные индивиды толщиной 0,1—0,5 мм, максимум до 0,8 мм. Более мелкие (0,25 мм) частицы часто имеют комковидные и округлые формы, редко встречаются зерна кубического и октаэдрического облика со сглаженными ребрами и вершинами.

Содержание Pt в железистой платине из россыпи р.Маят изменяется от 64,5 до 90,6%, а Fe — от 4,1 до 13,9%. По данным рентгенографического исследова-

ния, Си излучения, проведенного на установке УРС-0,3 в ИГАБМ СО РАН и дифрактометре D8 Discover, в ИГДС СО РАН (аналитики: Н.В.Заякина, Т.И.Васильева, Л.Н.Горохова), они преимущественно обладают гранцентрированной неупорядоченной

решеткой с параметрами элементарной ячейки 0,387—0,388 нм, т.е., согласно классификации Pt-Fe сплавов, данные минералы относятся к железистой платине. Только в одном случае из девяти определенных для зерна иридиевого (8,74%) Fe-Pt сплава полу-

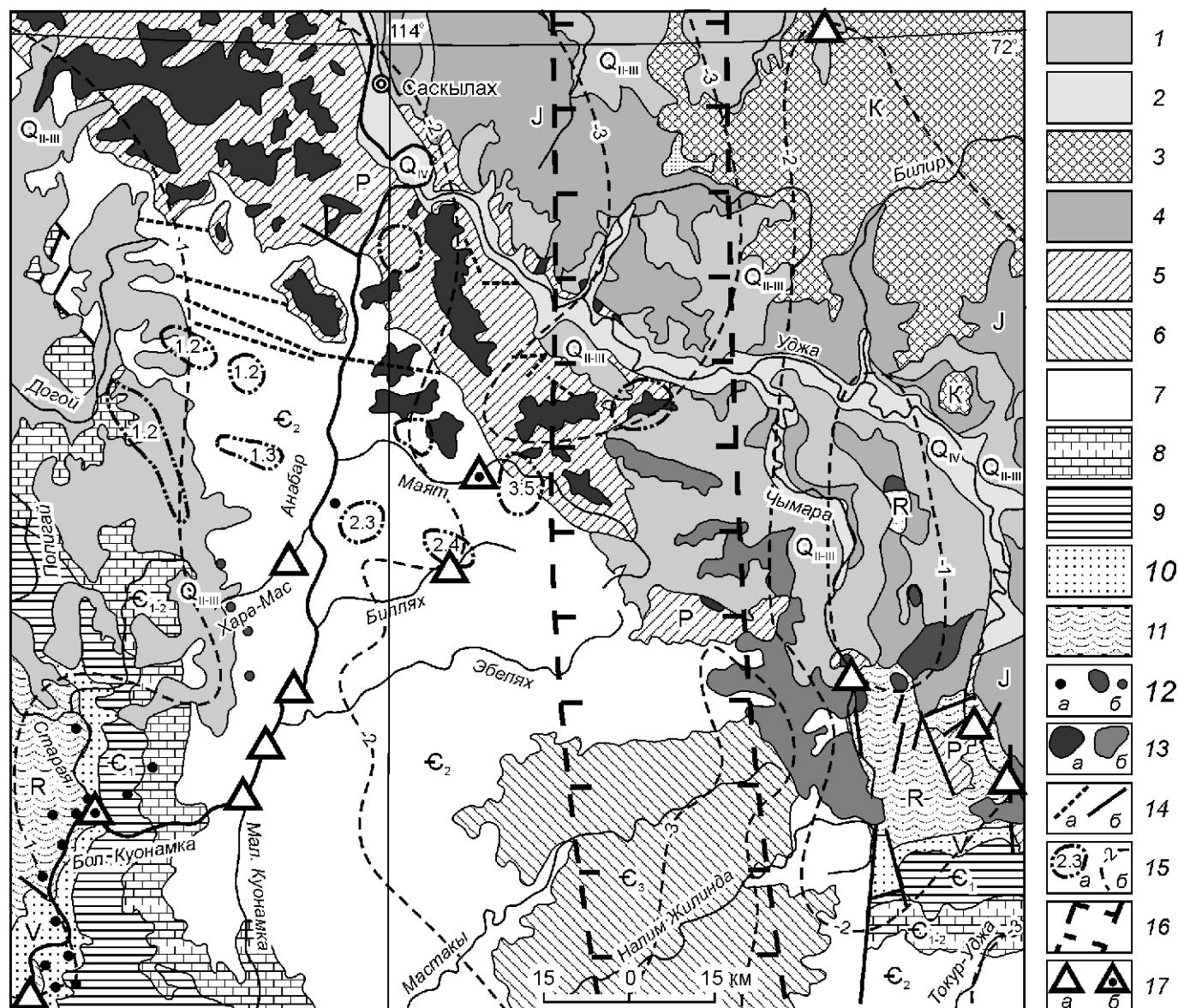


Рис. 1. Схематическая геологическая карта распространения платиноносных россыпей в бассейне среднего течения р.Анабар. За основу взята геологическая карта Якутской АССР масштаба 1:1 500 000 (1978):

1 — аллювиальные осадки, Q_{IV} ; 2 — озерно-болотные и аллювиальные отложения, Q_{II-III} ; 3 — пески, алевриты и галечники, K_1 ; 4 — конгломераты, песчаники, алевриты, J_{1-3} ; 5 — песчаники, алевриты и алевритовые глины, P_{1-2} ; 6 — доломиты чомурдахской свиты, E_3 ; 7 — доломиты анабарской свиты, E_2 ; 8 — известняки и мергели оленёкского и куонамского свит, E_{1-2} ; 9 — известняки, мергели, доломиты и песчаники, E_1 ; 10 — доломиты и песчаники старореченской свиты, V ; 11 — конгломераты, песчаники, алевриты, аргиллиты и доломиты, R ; 12 — кимберлитовые (а) и карбонатитовые (б) трубки Орто-Ыаргинского поля и массивы Уджинского поднятия; 13 — силлы (а) и вулканогенные образования (б) Р-Т базитов; 14 — дайки долеритов (а) и разрывные нарушения (б); 15 — интрузивные массивы основных, щелочно-ультраосновных пород в фундаменте и нижнем ярусе платформенного чехла (по геофизическим данным), цифра — расчетные глубины (в км) залегания (а) и изогипсы поверхности кристаллического фундамента (б), по [9]; 16 — границы Уджинского авлакогена, выполненного рифейскими отложениями мощностью 2—3 км [9]; 17 — места отбора шлиховых проб с МПГ (а) и МПГ в ассоциации с палладистым золотом (б)

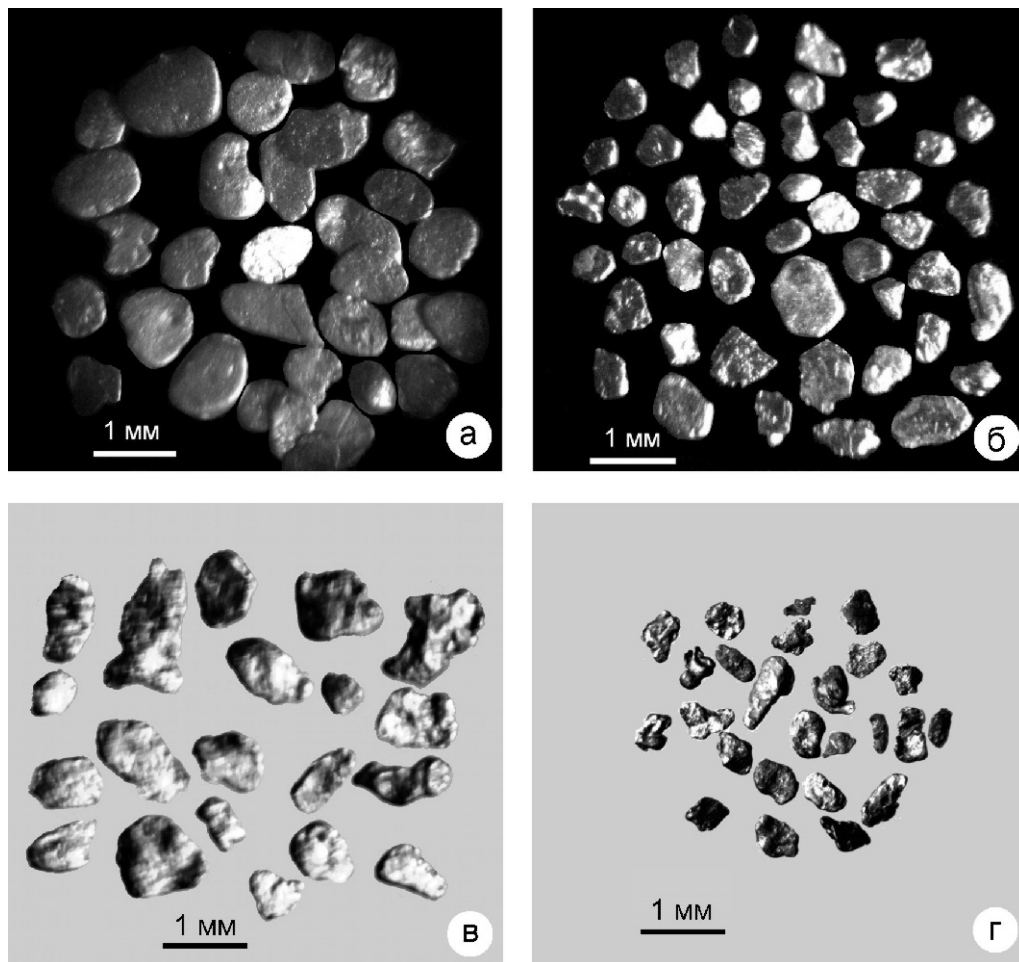


Рис. 2. Морфология минералов платиновой группы и золота из россыпи р.Маят:

а — частицы железистой платины уплощенно-чешуйчатой формы; б — пластинчатые зерна минералов Ru-Ir-Os состава с реликтовыми кристаллическими очертаниями; в — пластинчатые и комковидные зерна серебристого золота; г — зерна палладистого золота

чена рентгенограмма решетки Р с параметром элементарной ячейки 0,386 нм, т.е. упорядоченная структура изоферроплатины.

Основными примесями железистой платины являются Rh, Ru, Ir и Pd (табл. 1). На тройной диаграмме с развернутыми двойными системами (рис. 3, А) видно, что точки составов минералов р.Маят в основном располагаются вдоль Rh-Ru тренда изменения состава платины «вилуйского» типа [5], хотя наблюдается повышенное содержание в них иридия. Незначительная часть минералов прослеживается вдоль иридиевого тренда, характерного для изоферроплатины из месторождений урало-алыскинского и алданского типов. В некоторых минералах с низким содержанием Rh, Ru, Ir и Os (4—5% в сумме) отмечается нарастание доли Pd до 12% и они образуют самостоятельный палладиевый тренд.

Минералы Ru-Ir-Os состава занимают 1% от общего объема всех МПГ, которые образуют часто мелкие (первые десятки микрон) включения в зернах железо-платиновых сплавов, а также формируют самостоятельные зерна размером до 1мм. Последние слагают пластинчатые формы, иногда с тригональными и гексагональными очертаниями (см. рис. 2, б), имеют стально-серый цвет и гладкую поверхность.

В минералах р.Маят содержания Os, Ir и Ru колеблются в очень широких пределах (см. табл. 1) и, согласно номенклатуре Os-Ir-Ru сплавов, они относят-

ся в основном к осмию. Реже отмечаются зерна, в которых преобладает Ru или Ir (в атомном количестве) и они попадают на классификационной диаграмме соответственно в поля составов минералов Ru и Ir (см. рис. 3, Б). В целом минералы р.Маят перекрывают поля составов минералов из вилуйских и инаглинских россыпей и очень близки к таковым из россыпи р.Таас-Эйэкит, расположенной в пределах Солюйского выступа Оленёкского поднятия [5].

Включения в железистой платине. Кроме упомянутых включений Ru-Ir-Os состава в железистой платине отмечаются мелкие (до 0,1 мм) выделения округлой, неправильно-изометричной и полигональной форм, сложенные лауридом RuS_2 , прассоитом $\text{Rh}_{17}\text{S}_{15}$, василитом $(\text{Pd}, \text{Cu})_{16}\text{S}_7$, Rh и рубидийсодержащим пентландитом, Pt и палладийсодержащими халькопиритом, ковеллином и халькозином, арсеносульфидами $(\text{Pt}, \text{Ir}, \text{Ru}, \text{Rh})\text{AsS}$, арсенидами $(\text{Rh}, \text{Ru})\text{As}$, палладарсенидом Pd_2As , тиошпинелями маланит-купорородситового ряда $(\text{Pt}, \text{Rh}, \text{Ru})_2\text{CuS}_4$, теллуридами палладия — котульскитом PdTe , теллурупалладинитом Pd_9Te_4 , кейтконнитом $\text{Pd}_{20}\text{Te}_7$ и неизвестной фазой состава PdCu , содержащей до 7,24% Au.

Таким образом, по набору МПГ платиноносные россыпепроявления р.Маят относятся к россыпям «вилуйского» родисто-платинового типа. В отличие от площадных косовых россыпепроявлений мелкой платины «вилуйского» типа, металл которых мог

1. Представительные анализы железистой платины и минералов Ru-Ir-Os состава из россыпи р.Маят (в %)

Номера зерен	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Cu	Сумма
<i>Железистая платина</i>										
40-150	82,55	0,26	0,00	0,04	0,85	0,61	12,35	2,75	0,49	99,90
2-154в	84,51	0,58	0,36	0,27	1,55	0,23	10,47	2,04	0,25	100,26
20-150	84,17	1,31	0,00	0,66	1,17	1,83	10,30	0,09	0,50	100,03
95-150	74,15	3,55	0,97	9,74	2,91	0,09	7,34	0,55	0,29	99,59
109-150м	75,69	3,53	2,27	7,33	3,45	0,12	7,46	0,38	0,43	100,66
38-150	79,73	0,95	0,08	2,81	4,07	0,82	10,61	0,17	0,66	99,90
77-150м	76,54	1,05	0,24	3,04	6,79	0,00	11,99	0,17	0,57	100,39
91-150	74,84	1,43	1,90	6,22	7,70	0,00	7,97	0,31	0,39	100,76
134-150	72,66	1,45	2,01	5,74	8,85	0,00	7,97	0,39	0,36	99,43
90-150	76,07	1,47	0,00	2,43	9,20	0,00	9,61	0,40	0,39	99,57
49-151	69,77	8,67	2,23	1,59	11,94	0,03	4,63	0,05	0,31	99,22
75-150	73,35	1,70	0,23	1,22	11,21	0,04	12,53	0,17	0,41	100,86
43-150	82,98	2,41	0,11	0,12	0,00	0,02	13,91	0,37	0,44	100,36
7-150	86,23	3,16	0,00	0,21	0,06	0,27	9,14	0,58	0,39	100,04
82-150м	79,17	5,25	2,29	4,43	3,73	0,00	4,66	0,07	0,56	100,16
97-150м	81,82	6,47	2,35	0,38	2,56	0,00	6,14	0,21	0,47	100,40
151-150	83,47	7,33	1,04	0,00	0,53	0,31	6,65	0,14	0,68	100,15
138-150м	77,52	8,98	2,97	0,93	4,09	0,07	5,00	0,11	0,71	100,38
172-150	77,69	9,39	2,52	0,13	1,85	0,08	7,74	0,09	0,59	100,08
100-150м	74,20	11,20	3,20	0,71	2,60	0,00	7,58	0,10	0,72	100,31
88-150	71,33	11,82	2,90	0,76	6,16	0,00	6,46	0,06	0,77	100,26
22-151	73,10	12,03	2,36	0,50	2,44	0,00	8,65	0,05	1,06	100,19
10-151	84,28	1,20	0,80	0,63	0,52	2,65	9,29	0,39	0,59	100,35
10-150	82,95	0,51	0,01	0,13	0,00	4,97	10,80	0,31	0,57	100,25
21-150	80,11	0,07	0,00	0,00	0,00	6,49	9,46	0,08	4,26	100,47
32-150	81,35	0,00	0,00	0,00	0,00	7,05	10,17	0,22	0,89	99,68
41-150	74,19	1,14	0,00	0,17	0,65	9,62	11,79	0,17	2,53	100,26
89-150	76,08	0,04	0,00	0,00	0,00	11,61	7,18	0,11	5,12	100,14
3-151	75,70	0,05	0,10	0,08	0,09	12,02	7,64	0,08	4,58	100,34
<i>Минералы Ru-Ir-Os состава</i>										
82-150в	1,25	9,48	86,44	1,31	0,48	0,00	0,06	0,01	0,00	99,03
2-154м	0,90	3,56	85,61	7,03	0,71	0,55	0,18	0,51	0,03	99,08
1-154	0,24	14,46	81,46	3,13	0,71	0,12	0,04	0,02	0,07	100,25
97-150в	3,37	20,86	70,83	3,06	1,90	0,00	0,14	0,02	0,00	100,18
15-154	0,23	28,78	66,04	5,05	0,00	0,01	0,08	0,02	0,21	100,41
138-150в	4,12	25,32	62,56	6,34	2,30	0,00	0,16	0,01	0,00	100,81
12-154	1,52	34,51	50,03	13,25	0,02	0,00	0,20	0,07	0,00	99,59
4-154	0,62	28,87	47,11	21,65	1,03	0,16	0,22	0,53	0,16	100,35
109-150в	8,88	14,92	41,93	31,62	2,29	0,00	0,40	0,02	0,00	100,06
100-150в	17,28	41,18	32,58	3,58	3,91	0,00	1,34	0,04	0,13	100,04
24-154	11,38	22,36	32,05	33,39	0,11	0,00	0,09	0,04	0,17	99,59
77-150в	17,29	11,06	27,99	37,90	4,16	0,00	1,44	0,09	0,04	99,97
26-154	5,65	78,23	4,61	9,38	0,75	0,46	0,79	0,14	0,02	100,03

Примечание: Химический состав минералов, приведенный в таблицах 1 и 2, определялся на микрозондовом анализаторе «Camebax-Micro» в ИГАБМ СО РАН; аналитики: Н.В.Лескова, С.К.Попова, Л.М.Попова, Н.В.Христофорова; буквы в номерах зерен: в — включение, м — матрица минерала хозяина. Совпадающие номера включений и матриц зерен в табл. 1 соответствуют одному минеральному агрегату.

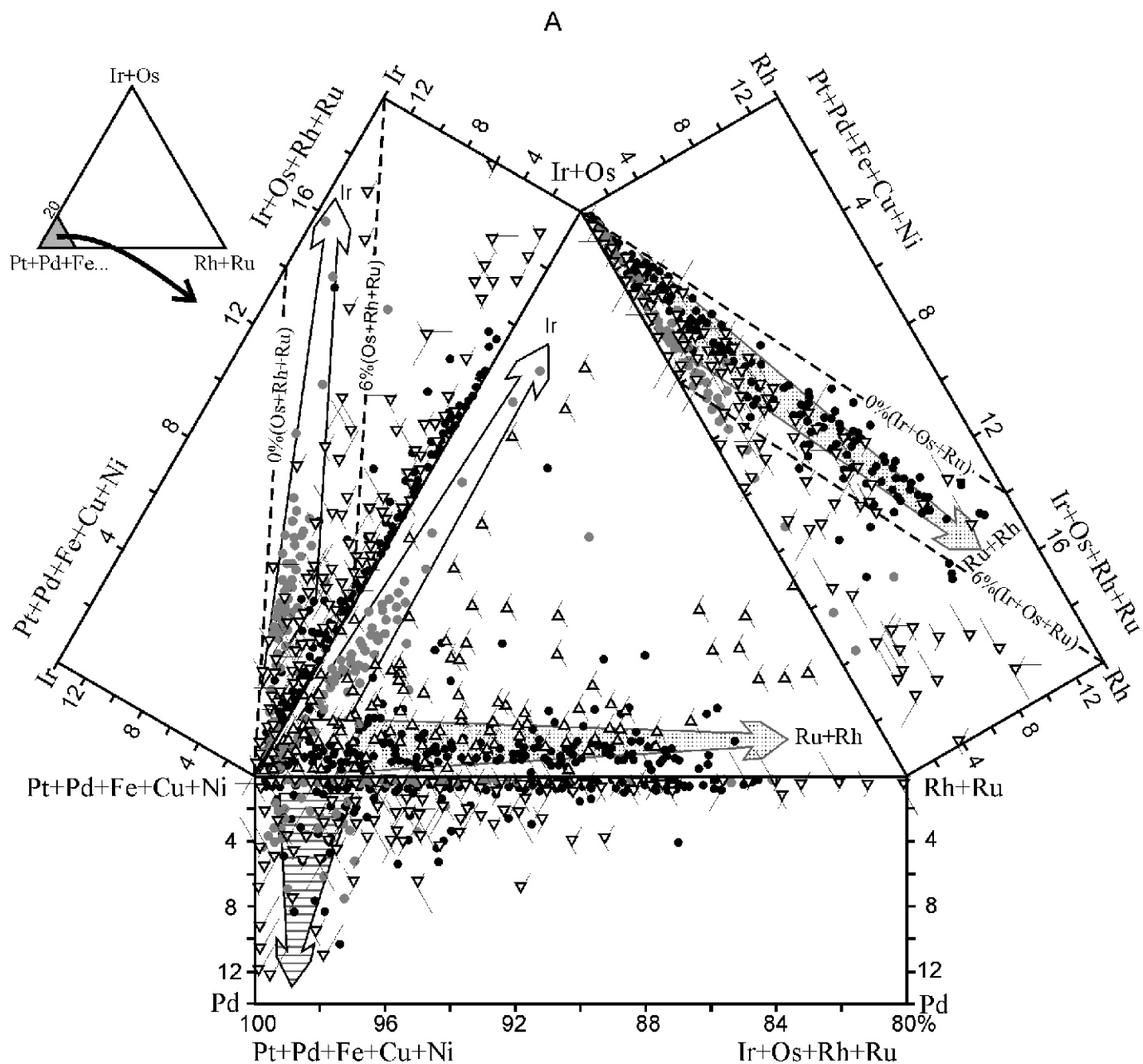


Рис. 3. Диаграмма составов железистой платины [А] и Os-Ir-Ru сплавов [Б]:

1 — железистая платина (А) и самостоятельные зерна (Б) россыпи р.Маят; 2 — железистая платина бассейна р.Виллой; 3 — изоферроплатина россыпи Инагли; 4 — включения в железистой платине из россыпи р.Маят; 5 — поля составов минералов: 5 — из россыпей бассейна р.Виллой; 6 — Инаглинского массива; стрелки — тренды изменения составов платины: Ru-Rh (крап); Ir (незалитая); Pd (штриховка); врезка — область построения тройной диаграммы (А)

мигрировать на значительные расстояния, крупные размеры зерен МПГ в россыпи р.Маят свидетельствует о близости коренных источников платины в данном районе. Гидравлическая крупность тонкочешуйчатых зерен (толщина 0,1 мм) платины, измеренная путем определения скорости падения зерен в воде в стеклянной трубке, колеблется от 5 до 9 см/с [5]. У крупных таблитчатых и уплощенных зерен платины толщиной до 0,5—0,8 мм из россыпи р.Маят гидравлическая крупность возрастает до 30—45 см/с, что соответствует таковой для частиц приплотиковых скоплений благородных металлов из россыпей ближнего сноса. Однако хорошая окатанность зерен платиновых металлов указывает на длительность пребывания МПГ в экзогенных россыпеобразующих условиях, например, многократное переотложение платины от своих коренных материнских источников до современных аллювиальных отложений через промежуточные коллекторы.

Анализ геологической ситуации распределения платиноносных россыпей востока Сибирской платформы позволил предположить [5], что материнскими породами «вилуйской» платины являются платиноносные базит-ультрабазитовые массивы, которые связаны с погребенным под чехлом протерозойско-рифейским мегакомплексом.

По современным геофизическим данным в пределах Анабарского алмазоносного района выявлено значительное число локальных гравимагнитных аномалий, увязанных с наличием в чехле и в пределах фундамента интрузивных массивов основных, щелочно-ультраосновных пород (И.В.Полянский и др., 2004). В районе работ аэромагнитной высокоточной съемкой (АМС-10) выявлено 10 предполагаемых скрытых интрузий (см. рис. 1), которые расположены между метаморфическим комплексом Анабарского щита и рифейскими породами Уджинского горста.

Учитывая результаты научно-исследовательских региональных геофизических работ (П.О.Иванов и др., 2008), можно предположить, что западная (районы развития кимберлитовых и карбонатитовых полей) и восточная (Уджинское поднятие) части данной территории контролируются долгоживущими зонами разрыва меридионального заложения, которые фиксируются и в современных элементах неотектоники. По существующим картам «Тектоники рифейского мегакомплекса» (СНИИГГиМС, 1988) и структурным планам рифейского яруса [9], западный фланг района являлся областью размыва или отложения были эродированы. Восточная территория представляет собой рифтограбен, выполненный многокилометровой толщей рифейских отложений. В более поздние этапы под действием левосторонних сдвиговых дислокаций были сформированы Уджинский горст и Уджинский авлакоген (А.В.Мананов и др., 1993), западная граница которого расположена в районе верхнего течения р.Маят. Формирование Уджин-

ского горста как инверсной формы геодинамической модели предполагает проявление базит-гипербазитового интрузивного магматизма — возможных источников платинометалльной минерализации.

Такой тектоно-структурный анализ района позволяет нам предположить, что докембрийские россыпи МПГ в фанерозое были выведены на поверхность сначала в районе Анабарского щита, а позднее — в пределах Уджинского горста, и перемывались в область Уджинского авлакогена. Переотложение и аккумуляция МПГ в современные речные долины может нести следы различных изменений в степени окатанности, крупности частиц и других свойств минералов. Например, крупные размеры платины в россыпях р.Маят должны иметь признак автохтонности — близость материнских пород и промежуточных коллекторов, через которые поступал металл. Поиск значимости на выявление коренных источников МПГ в данном районе, может иметь Анабарский щит и Уджинское поднятие, их экзоконтакт, где эродирован комплекс отложений рифея и венда, или он находится в приповерхностных условиях.

В тяжелой фракции шлихов из россыпи р.Маят в ассоциации с МПГ, наряду с самородным золотом пробностью 450—980‰ [7], изредка встречаются золотины с повышенным содержанием палладия. Единичные зерна палладистого золота, ассоциирующего с МПГ, авторами ранее фиксировались в аллювиальных отложениях р.Бол. Куонамка (в районах впадения рек Старая и Хохой), а также в верхнем течении р.Куойка [5].

Палладистое золото (порпечит) в россыпи р.Маят представлено отдельными хорошо окатанными зернами чешуйчатого и пластинчатого облика размером 0,1—0,5 мм, реже до 1 мм. Мелкие зерна имеют уплощенные и комковидные формы. В отличие от типичного ярко-желтого самородного золота (см. рис. 2, в), часто встречающегося в этих россыпях, порпечит имеет тусклую бронзовую окраску и мелкошагреневую поверхность, иногда придающую металлу землистый облик (см. рис. 2, г). По данным микрозондового анализа содержание Pd в таком золоте изменяется от 0,77 до 12,83%, Ag не превышает обычно 2,75%, а примесь Cu редко достигает 3% (табл. 2). Как показали рентгенографические определения, параметры элементарной ячейки палладистого золота уменьшаются до a 0,406—0,403 нм, в то время как серебристое золото из россыпи р.Маят имеет стандартное для золота значение a 0,407—0,408 нм. В одном зерне порпечита установлены мелкие (2—10 мкм) включения неправильной амебовидной формы, представленные теллуropалладином Pd_9Te_4 (60—62% Pd, 32—37% Te и до 3,7% Au) и котульскитом $PdTe$ (44% Pd и 55% Te). Эти включения по форме выделений и химическому составу подобны уже упомянутым включениям теллуридов палладия в железистой платине.

2. Представительные анализы палладистого золота (в %)

Номера зерен	Au	Ag	Cu	Hg	Pd	Сумма
<i>р.Маят</i>						
4/158	96,06	2,62	0,00	0,34	0,77	99,79
11/158	93,65	2,75	0,02	0,17	2,20	98,79
3/158	95,06	1,39	0,17	0,06	3,74	100,42
38/154	91,80	2,02	0,17	0,00	4,30	98,29
7/158	92,59	1,21	0,13	0,03	5,76	99,72
33/154	87,79	1,13	0,23	0,01	5,90	95,06
28/154	90,70	1,18	0,24	0,15	6,11	98,38
37/154	89,78	0,91	3,00	0,01	6,37	100,07
32/154	89,15	1,11	0,32	0,01	8,60	99,20
34/154	88,08	1,76	0,18	0,20	8,76	98,98
29/154	87,91	1,54	0,37	0,06	9,43	99,31
6/158	85,51	1,09	0,25	0,04	12,83	99,72
<i>р.Большая Куонамка</i>						
97/104	97,10	2,07	0,13	0,00	0,73	100,03
183/104	95,66	0,65	0,79	0,06	2,50	99,67
191/104	95,11	2,18	0,40	1,72	0,80	100,20
225/104	94,86	0,67	0,68	1,40	1,44	99,05
<i>р.Куойка</i>						
24/104	96,36	0,39	0,07	0,00	3,43	100,25

Порпечит впервые был установлен в 1798 г. в виде редкой мелкой вкрапленности в коренных месторождениях итабиритов — слоистых кварцитов с магнетитом и гематитом в районе Порпец в Бразилии [3]. Здесь в россыпях порпечит ассоциирует с Fe-Pt сплавами, туламинитом — Pt_2FeCu , осмием, арсенопалладинитом $Pd_8As_{2,5}Sb_{0,5}$ и атенеитом $(Pd, Hg)_3As$ [13]. Подобная анабарской ассоциация палладистого золота с родийсодержащей (до 7,1%) железистой платиной, осмием, иридием, рутением и рутениридосмином известна в россыпях р.Норт Саскачеван в Канаде, причем МПГ там также сложены хорошо окатанными мелкими (0,4 мм) пластинчатыми зернами и в данном районе тоже не установлены платиноносные коренные источники [14].

В мезозойском обрамлении протерозойской структурно-формационной зоны Матагания-Сигири (Гвинея) в водотоках, дренирующих крупные мезозойские расслоенные мафит-ультрамафитовые массивы габбро-долеритов с горизонтами плагиоклазовых перидотитов, наряду со среднепробным золотом присутствует так называемое местными старателями «бе-

лое золото», которое содержит 1,1—7,71% Pd. «Белое золото» представлено от хорошо окатанных до совсем неокатанных гемиидиоморфными кристаллическими выделениями, реже пластинками и дендритоидами размером до 1 мм. Они составляют 10—15% от общего количества отмытого золота, практически лишены примеси Ag, только в редких зернах его содержание достигает 12,2%. В шлихах палладистое золото сопровождается мелкими (<0,1 мм) шаровидными частицами слабомагнитной платины, а в одном зерне порпечита установлены мельчайшие включения сперрилита ($PtAs_2$) и брэггита ($PdPt$)S. Здесь в протоочках метаосадочных пород протерозоя в приконтактовых частях с базит-гипербазитовым массивом участка Рангай установлены дендритовидные и комковатые золотины размером 0,2—0,5 мм, содержащие 0,2—1,0% Pd, 3,6—6,6% Pt и 3,4—15,0% Ag, а также одно зерно тетраферроплатины ($PtFe$), содержащей 20,6% Pd [1].

В коренных месторождениях платины порпечит, близкий по составу минералу из россыпи р.Маят (рис. 4) известен в виде мелких (доли миллиметра) вкраплений в рудах месторождения Стиллиутер [12], в комплексе Лак-дез-Иль в Канаде [15], в Панском массиве на Кольском полуострове [2] и в платино-

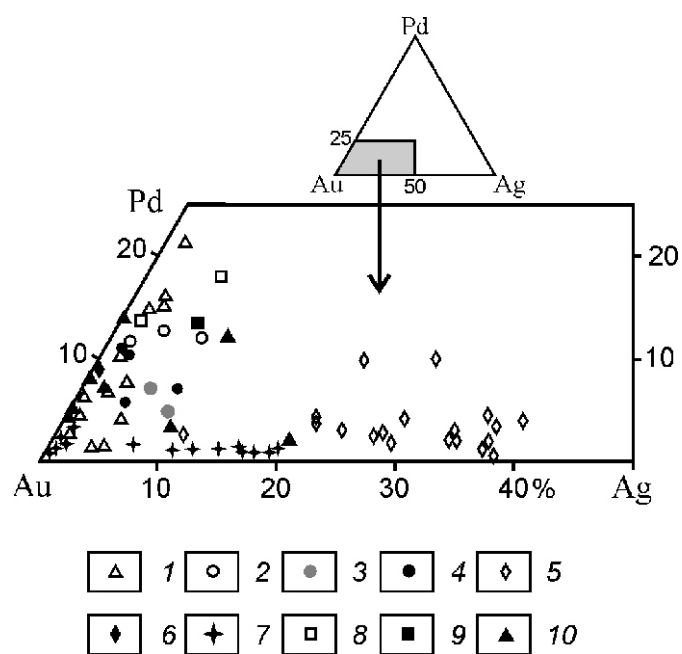


Рис. 4. Диаграмма составов палладистого золота:

1 — россыпь р.Маят (данные авторов); 2 — Стиллиутер, США [12]; 3 — Лак-дез-Иль, Канада [15]; 4 — Панский массив, Кольский п-ов, Россия [2]; 5 — риф Меренского, Бушвельд, ЮАР [14]; 6 — Кондерский массив, Алданский щит, Россия [4]; 7 — Кожимский массив, Урал, Россия [8]; 8 — россыпь Итабира, Бразилия [13]; 9 — россыпь р.Саскачеван, Канада [13]; 10 — россыпи Матагания-Сигири, Гвинея [1]. На врезке показана область построения диаграммы

носном концентрически-зональном интрузиве дунитов Кондер на Алданском щите [4]. Палладистое золото, распространенное в платиноносных горизонтах рифа Меренского Бушвельдского плутона имеет более низкую пробность [14], а в сульфидных рудах Норильских месторождений и магнетит-флогопит-пироксеновых породах Кондерского массива [4] оно имеет высокое содержание меди вплоть до появления Pd-тетрааурикуприда (AuCu).

В Кожимском районе Приполярного Урала был открыт новый Au-Pd тип гидротермальной минерализации, где в фукситовых прожилках, развитых в рассланцованных рифейских риолитах, обнаружены видимые вкрапления (до 2—8 мм) Ag-, Cu-, Hg- и Pd-содержащего золота в ассоциации с МПГ — мертиитом, атенеитом и неизвестной Pd-As фазой [8]. Авторы этих исследований показали, что переотложение Au, Pd, Cu, Cг и Са в метасоматически измененные риолиты происходило из нижележащих базальтов и даек габбро-диабазов и пикритов.

Таким образом, исходя из сделанного краткого обзора совместного нахождения палладийсодержащего золота с МПГ в ряде рудно-магматических комплексов других регионов, авторы полагают, что палладистое золото, родисто-железистая платина и минералы Ru-Ir-Os состава в россыпях бассейна р. Анабар представляют единую парагенетическую ассоциацию минералов, имеющих общий рудно-формационный тип источника: погребенные докембрийские базит-ультрабазитовые массивы, подвергнутые, вероятно, последующим фанерозойским гидротермальным переработкам.

Работа выполнена при финансовой поддержке ОАО «Алмазы Анабара» в рамках договорных научно-исследовательских работ № 75-01.08 и НШ-5324.2006.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Божко Е.Н. К вопросу об источниках золотоплатиноидной минерализации структурно-формационной зоны Матагания-Сигири (Гвинея, Западная Африка) // Вестник Воронежского университета. Геология. 2005. № 1. С. 193—203.
2. Кривенко А.П., Толстых Н.Д., Веселовский Н.Н., Майорова О.Н. Золотосодержащие теллуриды платиноидов и палладистое золото в габбро-норитах Панского массива на Кольском полуострове // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 3. С. 725—729.
3. Минералы. Справочник. Т. 1. Ред. Ф.В. Чухров. —М.: Изд-во АН СССР, 1960.
4. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. В.И. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. —М.: Наука, 1994.
5. Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. —Якутск, 2000.
6. Округин А.В., Охлопков С.С., Граханов С.А. Комплексные россыпепроявления благородных металлов и самоцветов в бассейне р. Анабар (северо-восток Сибирской платформы) // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 3—17.
7. Округин А.В., Мазур А.Б., Земнухов А.Л. Находки крупной родистой платины и палладистого золота в россыпях р. Маят (бассейн р. Анабар, северо-восток Сибирской платформы) // Система коренной источник—россыпь. Материалы конференции. —Якутск, 2009. С. 218—225.
8. Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В. и др. Новый золотопалладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. № 1. С. 15—30.
9. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
10. Трушков Ю.Н., Избеков Э.Д., Томская А.И., Тимофеев В.И. Золотоносность Вилюйской синеклизы и ее обрамления. —М.: Наука, 1975.
11. Шпунт Б.Р. Платиновые минералы четвертичных отложений Анабаро-Оленекского поднятия // Геология рудных месторождений. 1970. № 2. С. 123—126.
12. Cabri L.J., Laflamme J.H.G. Rhodium, platinum and gold alloys from the Stillwater Complex // Can. Mineral. 1974. Vol. 12. № 6. Pp. 399—403.
13. Cabri L.J., Harris D.C., Weiser T.W. Mineralogy and distribution of platinum-group mineral placer deposits of the Wold // Expl. and Mining Geol. 1996. Vol. 5. № 2. Pp. 73—167.
14. Kingston G.A., El-Dosuky B.T. A Contribution on the platinum-group mineralogy of the Merensky reef at the Rustenburg platinum mine // Econ. Geol. 1982. Vol. 77. Pp. 1367—1384.
15. Platinum-group elements: mineralogy, geology, recovery. Cabri L.J. (ed.). —Canadian Institute of Mining and Metallurgy. Special Vol. 23. 1989.

Крупное ртутьсодержащее россыпное золото бассейна среднего течения р.Анабар

Б.Б.ГЕРАСИМОВ, З.С.НИКИФОРОВА

В бассейне р.Анабар в россыпных проявлениях обнаружено крупное (до 5 мм), слабо обработанное золото, источники которого не установлены [1, 7, 10, 11, Б.Р.Шпунт, 1971]. Крупность и слабая обработанность золотин свидетельствуют о том, что они не переносились на большие расстояния, и это позволяет предположить близость их коренных источников. Детальное изучение всего комплекса типоморфных признаков крупных золотин представляется весьма актуальным, так как дает возможность получить информацию об эндогенных условиях формирования и последующих экзогенных преобразованиях самородного золота, что позволит, в первом приближении, прогнозировать потенциальные рудные источники.

В настоящей статье приведены результаты изучения типоморфных особенностей россыпного золота из аллювиальных отложений руч.Курунг-Юрях (левый приток р.Маят), а также новые данные по типоморфизму золота из русловых отложений р.Маят (правый приток р.Анабар) и р.Моргогор (левый приток р.Эбелях). Химический состав золота определялся на микроанализаторе «Самебах-Мисго» в лаборатории физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН (аналитики: Н.В.Лескова, Л.М.Попова и Н.В.Христофорова). Фотосъемка золота производилась на электронном микроскопе JSM-6480LV (аналитик А.В.Попов). Внутренняя структура самородного золота изучалась путем травления золота в монтированных шлифах по отработанной методике [14] с использованием реактива:

HCl HNO_3 FeCl_3 $6\text{H}_2\text{O}$ CrO_3 тиомочевина вода.

Краткая геологическая характеристика района. В пределах исследованной территории широко распространены терригенные, карбонатные, терригенно-карбонатные отложения и локально вулканогенные образования кембрийского, пермского, триасового, юрского, мелового, неоген-четвертичного и четвертичного возрастов (рис. 1). Магматические образования представлены интрузиями основного состава (нормальный и субщелочной ряды), а также породами щелочно-ультраосновного состава. В структурно-тектоническом плане эти интрузии, как правило, контролируются разломами северо-западного и субширотного простирания Молодо-Попигайской зоны глубинных разломов и в меньшей степени субмеридиональными разломами Уджинской шовной зоны (Уджинского палеорифта) [2]. Тектоническая позиция исследованной территории определяется расположением в области развития трех крупных разновозрастных структур Сибирской платформы: Анабарская антеклиза, Уджинский авлакоген и

Лено-Анабарский прогиб, осложненных структурами II порядка: Уджинское и Эбеляхское поднятия и Билляхская впадина. По данным предшественников, современный структурный план фундамента и платформенного чехла сформировался в результате не однократной активизации древних разломов. Так, к раннемезозойскому этапу магматической активизации относится формирование серии разрывных нарушений, образовавшихся в связи с возникновением сдвиговых напряжений по древним разломам Молодо-Попигайской системы (Б.Р.Шпунт, 1971).

Россыпное золото ручья Курунг-Юрях левого притока р.Маят, протекающего в основном по кембрийским карбонатным породам. Изучено 27 монофракций золота (около 300 золотин) из проб, отобранных из русловых отложений по шурфовочным линиям при проведении геологоразведочных работ на поиски алмазов ОАО «Алмазы Анабара». Анализ гранулометрического состава золота выявил, что оно представлено фракциями (в %): 2 мм — 2, 1—2 мм

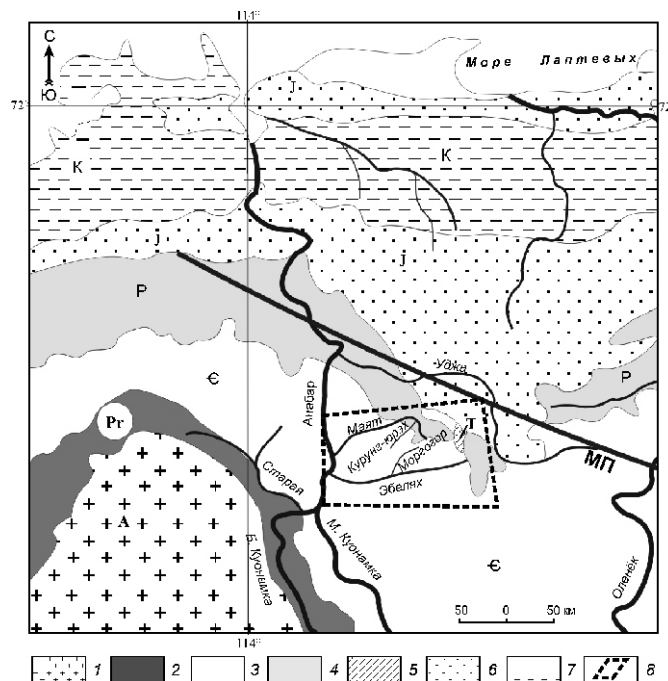


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Анабарского района [11]:

1 — выходы кристаллического фундамента; отложения: 2 — протерозойские, 3 — кембрийские, 4 — пермские, 5 — триасовые, 6 — юрские, 7 — меловые, 8 — район работ, МП — Молодо-Попигайская система глубинных разломов

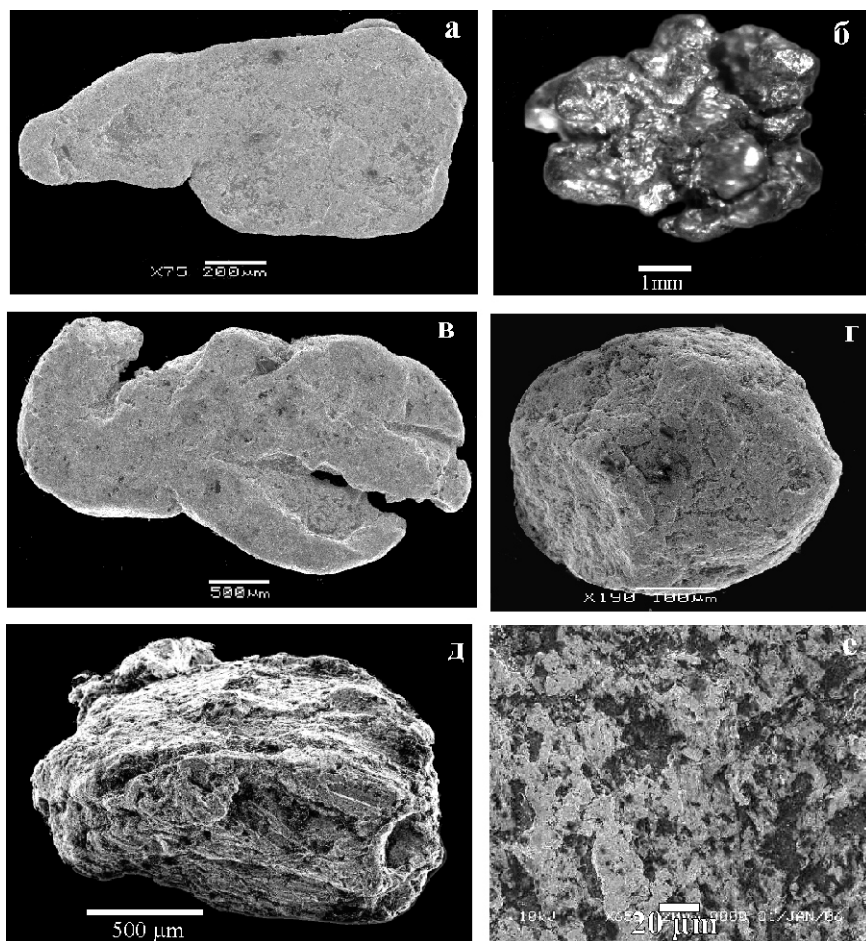


Рис. 2. Морфология россыпного золота бассейна среднего течения р.Анабар:

золото руч.Курунг-Юрях: а — пластинчатая и б — слабо обработанная золоти́на комковидной формы с отrostками (выступами); золото р.Маят: в — слабо обработанная золоти́на дендритоидной формы, г — слабо обработанный изометричный кристалл золота; золото р.Моргогор: д — комковидное золото с микропористой поверхностью, е — деталь: микропористая поверхность золота

— 66, 0,5—1 — 32. Золото в основном характеризуется пластинчатыми (80%), комковидными (16%) и таблитчатыми (4%) формами (рис. 2, а, б). Отмечаются единичные знаки палочковидной, дендритовидной формы и золоти́ны с поперечной деформацией; на некоторых пластинках — тонкие валики по периферии. Обработанность золоти́н в основном средняя, часто наблюдается слабая. Поверхность золота, как правило, грубошагреневая, иногда с примазками пелитового материала. Золото имеет пробность (в ‰): низкую 600—699‰ — 17, относительно низкую 700—799‰ — 8, среднюю 800—899‰ — 36, высокую 900—950‰ — 11 и весьма высокую 950—1000‰ — 28. Микрозондовым анализом в 20% золоти́н определены Hg, в 5% — Cu. Содержание Hg колеблется от 0,1 (предел обнаружения) до 0,62% (рис. 3), Cu — до 0,22% (см. таблицу). Внутренняя структура золота различается в зависимости от его пробности и обработанности. Для низкопробного слабо обработанного золота характерно в основном монозернистое неизмененное внутреннее строение с очень тонкой (первые микрометры) высокопробной (900—950‰) оболочкой (рис. 4, а). Хорошо обработанные средние и высокопробные золоти́ны имеют более сложные измененные структуры, выраженные в наличии межзерновых высокопробных прожилков, структур рекристаллизации и мощной (10—15 мкм) весьма высокопробной (1000‰) пористой оболочки (рис. 4, б).

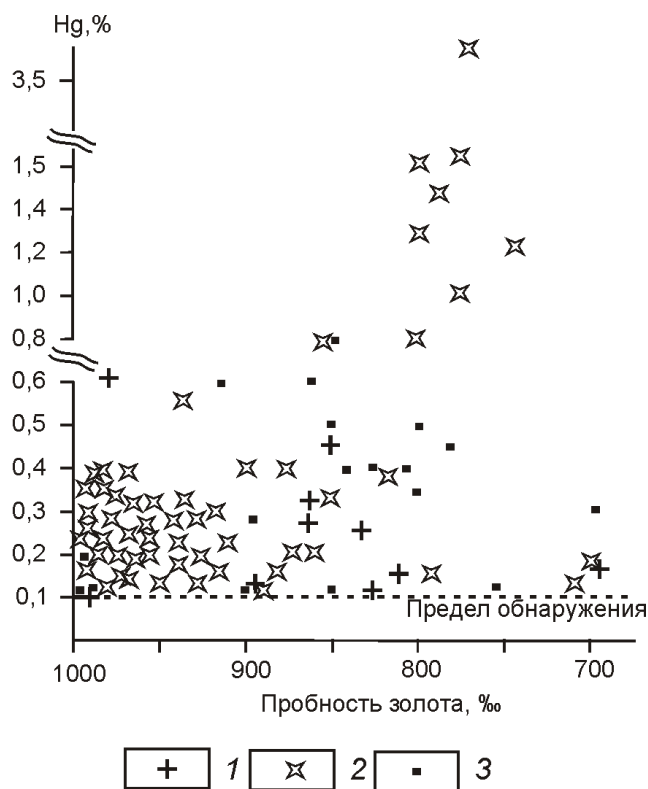


Рис. 3. Зависимость между содержанием ртути и пробностью золота:

1 — руч.Курунг-Юрях; 2 — р.Маят; 3 — р.Моргогор

Представительные анализы россыпного золота бассейна среднего течения р.Анабар (в %)

Водоток	Ag	Hg	Au	Cu	Сумма
Руч.Крунг-Юрях	19,04	0,44	82,80	0,00	102,28
	15,83	0,25	84,57	0,00	100,66
	17,13	0,11	82,44	0,00	99,67
	02,40	0,00	98,15	0,22	100,77
	4,63	0,03	94,28	0,04	98,99
	13,83	0,27	86,94	0,00	101,04
	15,83	0,15	83,05	0,03	99,07
	13,49	0,32	86,57	0,00	100,38
	1,89	0,00	96,92	0,00	98,81
	18,51	0,46	80,63	0,00	99,61
	20,01	0,62	79,48	0,01	100,12
Р.Маят	0,53	0,38	99,0	0,14	100,06
	31,00	0,37	68,86	0,02	100,25
	12,31	0,18	88,69	0,08	101,27
	11,65	0,66	89,29	0,07	101,67
	13,27	0,55	87,61	0,03	101,47
	28,52	0,38	72,7	0,02	101,63
	14,24	0,85	84,76	0,05	99,9
	17,81	2,67	79,83	0,02	100,33
	19,46	0,97	81,24	0,01	101,69
	18,93	1,32	80,36	0,00	100,61
	15,66	0,41	85,34	0,07	101,48
	18,41	1,44	79,40	0,00	99,25
	23,68	0,86	73,53	0,00	98,08
	18,06	3,59	78,73	0,00	100,39
	16,98	2,75	81,32	0,00	101,05
	20,94	1,02	78,85	0,00	100,83
	15,84	1,57	83,07	0,00	100,48
Р.Моргогор	33,16	0,00	67,93	0,00	101,13
	14,39	0,70	84,36	0,00	99,45
	15,31	0,58	85,17	0,00	101,09
	10,64	0,35	88,99	0,00	100,02
	3,05	0,00	97,68	0,00	100,73
	14,98	0,00	84,81	0,00	99,79
	20,41	0,35	78,85	0,00	99,61
	4,46	0,00	94,72	0,00	99,20
	0,93	0,00	100,59	0,00	101,54
	19,82	0,00	79,43	0,00	99,25
	14,30	0,81	85,70	0,00	100,81
	14,39	0,69	84,36	0,00	99,45
	14,26	0,62	84,78	0,00	99,45

Примечание. Химический состав золота определялся на микроанализаторе «Самебах-Мисго» в лаборатории физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН; аналитики: Н.В.Лескова, Л.М.Попова, Н.В.Христофорова.

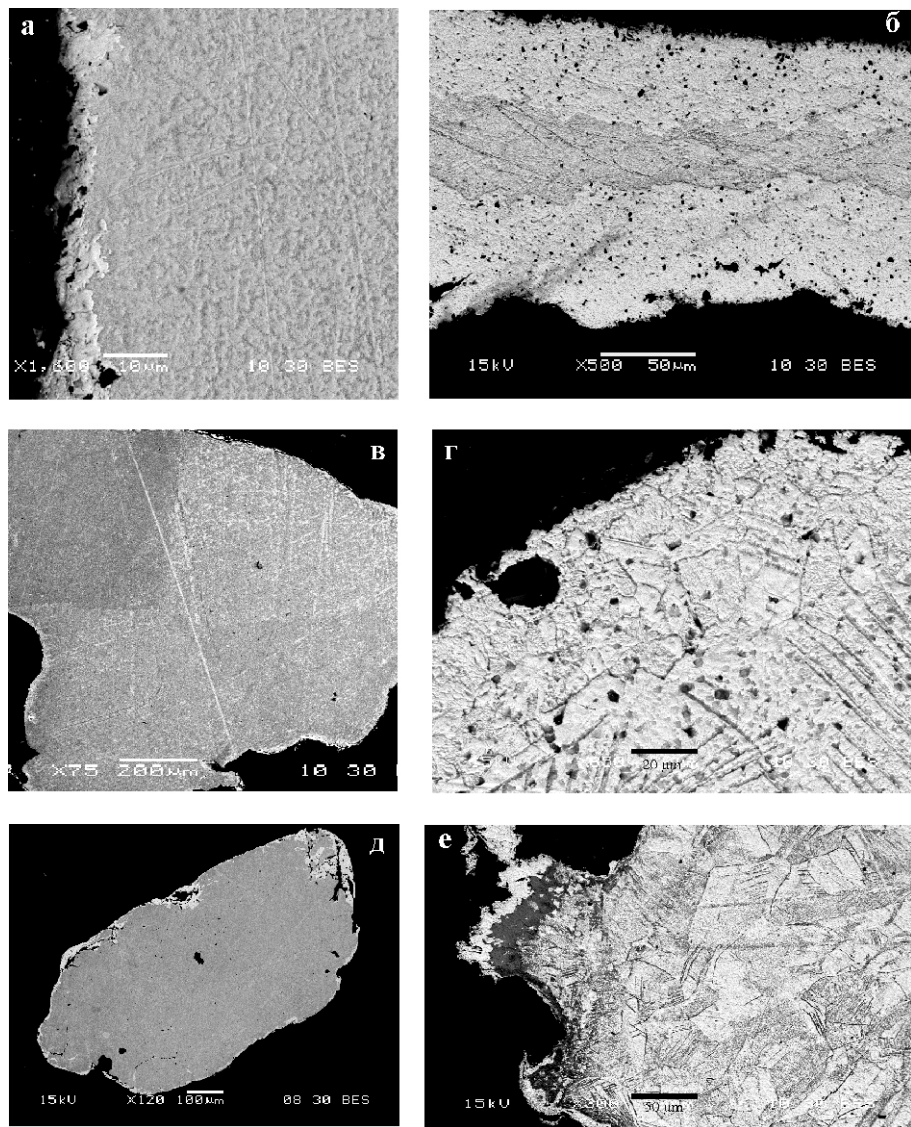


Рис. 4. Внутренние структуры россыпного золота бассейна среднего течения р.Анабар:

золото руч.Курунг-Юрях: а — тонкая высокопробная оболочка по периферии монотернистого низкопробного золота, б — мощная весьма высокопробная пористая оболочка на высокопробном золоте; золото р.Маят: в — крупнозернистая неизменная структура низкопробного ртутьсодержащего золота, г — структуры рекристаллизации и линии трансляции в золоте высокой пробы; золото р.Моргогор: д — монотернистая структура с тонкой высокопробной оболочкой на низкопробном ртутьсодержащем золоте, е — структуры рекристаллизации среднепробного золота

Россыпное золото р.Маят описано авторами в работе [1]. В районе развиты кембрийские и пермские отложения, триасовые вулканогенные, неоген-четвертичные и современные образования. Россыпное золото из русловых отложений имеет следующий гранулометрический состав (в %): 2 мм — 6, 1—2 мм — 60, 0,5—1 мм — 10, 0,25—0,5 мм — 14, 0,1—0,25 — 7, 0,1 мм — 3. Максимальный размер золотин достигает 5 мм. По морфологии золото представлено комковидными 50%, пластинчатыми

30% и таблитчатыми формами — около 20% [1]. Обработанность золотин в крупных фракциях, как правило, средняя и слабая. Среди них изредка встречаются слабо обработанные дендритоидные золотины и практически необработанные кристаллы золота (см. рис. 2, в, г). Следует отметить, что с уменьшением размера золотин улучшается их обработанность. Анализ химического состава золота показал, что его пробность различается по фракциям. Золото размером

0,5 мм имеет в основном высокую пробность (900—1000‰) — до 80%. Фракция 0,5 мм представлена главным образом средне- (800—899‰) и низкопробным золотом (600—799‰) — более 60% [1]. В 50% золотин установлена примесь Hg до 3,59% и в 25% — Cu до 1,5% (см. рис. 3 и таблицу). Обнаружено, что более повышенные содержания ртути характерны для слабо обработанных золотин. Травление золота показало, что его внутренняя структура изменяется в зависимости от размера, пробности и обработанности золотин. Низкопробное крупное золото (1 мм) имеет главным образом крупнозернистую неизменную структуру с четкими границами зерен (см. рис. 4, в), в них иногда встречаются простые двойники. Для среднепробного золота характерны среднезернистые структуры, для высокопробного — структуры рекристаллизации с выраженными зонами трансляции (см. рис. 4, г). У мелких хорошо обработанных золотин установлены мощные (10—15 мкм) высокопробные

(900—950‰) оболочки.

Россыпное золото р.Моргогор, протекающей в основном по карбонатным породам среднего кембрия, в ее истоках закартированы терригенные отложения пермского возраста и вулканогенные образования триасового. Авторы публикации изучили россыпное золото из русловых отложений [7], представленного фракциями (в %): 2 мм — 32, 1—2 мм — 45, 0,5—1 мм — 23. По морфологии россыпное золото характеризуется преимущественно пластинчатыми,

реже комковидными и иногда таблитчатыми формами. Поверхность золотин в основном шагреневая микропористая (50%), грубо шагреневая микропористая (30%) и ямчато-бугорчатая кавернозная (10%), что показано на рис. 2, д, е); выделяется хорошо и слабо обработанное золото, а так же золото рудного облика. Хорошо обработанное россыпное золото составляет около 50% и представлено пластинчатыми (60%), комковидными (25%) и таблитчатыми (15%) формами. Поверхность у этих золотин имеет пленочно-волокну-стое строение, иногда наблюдаются примазки пелитового материала и доломитовой муки. Слабо обработанное золото (около 50%) встречается совместно с хорошо обработанным золотом практически по всем линиям разведочных шурфов в количестве 1—2 знака. Оно представлено главным образом фракцией 2 мм и 1—2 мм, пластинчатыми и комковидными формами с микропористой поверхностью. Золото рудного облика (1—2%) характеризуется в основном комковидными и пластинчатыми формами. Поверхность этих золотин микропористая, пористая, кавернозная и необработанная. Золото имеет пробность (в %): весьма высокую 950—1000‰ — 26, высокую 900—950‰ — 14, среднюю 800—899‰ — 30, относительно низкую 700—799‰ — 25 и низкую 600—699‰ — 5 [7]. В качестве элементов-примесей установлена Hg 0,1—0,81% (см. рис. 3). При этом микропримесь Hg выявлена в 37% исследованных золотин. Изучение внутренней структуры золота показало, что низкопробное ртутьсодержащее слабо обработанное золото имеет монокристаллическую, неизменную внутреннюю структуру (см. рис. 4, д). На отдельных золотилах обнаружены очень тонкие (первые микрометры) прерывающиеся высокопробные (до 950‰) оболочки. Для среднепробного золота характерны моно- и полизернистые агрегаты. Структуры рекристаллизации и двойники, часто с межзерновыми высокопробными прожилками и линиями трансляции в периферийных частях, отмечаются в хорошо обработанных золотилах. Для них свойственна мощная (15—20 мкм) высокопробная (до 950‰) оболочка. Высокопробное золото отличается еще более сложным внутренним строением: структуры рекристаллизации (см. рис. 4, е) и перекристаллизации, обрывающиеся двойники, линии трансляции, мощные (15—20 мкм) весьма высокопробные (до 1000‰) оболочки.

Обсуждение результатов. Изучение совокупности типоморфных признаков россыпного золота из руслового аллювия рек Маят, Моргогор и Курунг-Юрях позволило установить, что золото обладает общими типоморфными признаками по гранулометрии, морфологии и пробности. По мнению Л.А.Николаевой [8], одним из наиболее информативных типоморфных признаков является внутреннее строение золотин. В исследованных золотилах оно существенно различается в зависимости от химического состава и его обработанно-

сти. Для низко- среднепробного слабо обработанного ртутьсодержащего золота характерно моно- или крупнозернистое строение с четкими границами зерен, иногда с простыми двойниками (см. рис. 4, а, в). По периферии развита очень тонкая, часто прерывистая высокопробная оболочка. Выявление таких структур свидетельствует о весьма непродолжительном пребывании золота в экзогенных условиях [8]. Средне-, высокопробное хорошо обработанное золото представлено монокристаллами и зернистыми агрегатами со структурами рекристаллизации, прерывающимися двойниками и весьма высокопробной оболочкой (см. рис. 4, б, г), что свидетельствует о более продолжительном пребывании в экзогенных условиях, чем слабо обработанное золото [8, 9].

Типоморфное значение элементов-примесей в золоте определяется как показатель физико-химических условий рудоотложения и региональной геохимической обстановки [9]. Исследователями доказано существование преемственности состава элементов-примесей коренного и россыпного золота [5, 8]. В результате анализа характера распределения содержаний микропримесей в золоте р.Маят установлено, что содержание Hg зависит от пробности золота (см. рис. 3). В высокопробных золотилах концентрация ртути в основном находится лишь на уровне 0,1—0,4% (95%), более высокие содержания отмечаются редко. Существенно увеличивается частота встречаемости повышенного количества ртути в среднепробном и относительно низкопробном золоте. Например, 30% среднепробного золота содержит 0,4—1% Hg, а 15% золота — 1% Hg. Максимальное содержание Hg, 3% выявлено в относительно низкопробном золоте. Наблюдается обратная корреляция содержаний ртути с пробностью золота для золотин россыпей проявления р.Маят (см. рис. 3). Аналогичные результаты были получены другими исследователями для золота других районов [6, 15, 16]. В целом по содержанию элементов-примесей в золоте исследованных водотоков выделяется ртутьсодержащее низко-, среднепробное и, что важно, плохо обработанное крупное золото.

В.П.Самусиков [16] показал, что содержание ртути в золоте увеличивается с уменьшением глубины рудообразования. По данным В.А.Буряка и Ю.И.Бакулина [4], ртуть легко возгоняется, даже находясь в качестве микропримеси в золоте, при наложенных термальных и тектонических воздействиях, а также в результате процессов метаморфизма. Именно поэтому повышенное содержание ртути выявляется в основном в самородном золоте верхних горизонтов молодых (мезозойско-кайнозойских) золоторудных месторождений [4]. По данным Н.В.Петровской [13], примесь ртути и изменчивость пробности характерны для золота эпitherмальных месторождений [12, 13]. Такая закономерность объясняется тем, что важным фактором, определяющим содержание элементов-примесей в золоте, является степень пересыщения рудоносных растворов

золотом в момент его кристаллизации [15, 16]. По представлению В.П.Самусикова и Н.И.Петровой [15], в глубинных месторождениях рудотложение происходит из слабопересыщенных растворов, а в малоглубинных — из сильнопересыщенных растворов. В связи с этим, золото малоглубинных месторождений более серебристое, т.е. низкопробное, и в нем отмечается повышенное содержание примеси ртути [15, 16]. Кроме этого Н.В.Петровская отмечает, что близповерхностные месторождения преимущественно пространственно связаны с глубинными разломами и имеют мезозойско-кайнозойский возраст [12]. Ранее авторами была установлена пространственная связь россыпных проявлений с низко- и среднепробным золотом с Молодо-Попигайской системой глубинных разломов [7], подновленных неоднократно в мезозойское время. Следовательно, можно предположить, что эти разломы являлись подводящими каналами для глубинных минерализованных растворов, что хорошо согласуется с предположением о мантийном источнике ртути [3, 6, 17]. Таким образом, обнаружение золота с низкой и средней пробностью и повышенным содержанием ртути в полях развития глубинных разломов свидетельствует о близповерхностных обстановках формирования рудных источников золота, что дает основание прогнозировать на исследованной территории эпитегрмальные рудопрооявления предположительно мезозойского возраста.

Анализ результатов изучения комплекса типоморфных признаков самородного золота бассейна р.Анабар позволяет сделать следующие выводы:

1. Слабо обработанное крупное золото фракции >1 мм, с низкой и средней пробностью, с крупнозернистой неизменной внутренней структурой, содержит ртуть до 3%, что дает основание впервые на исследуемой территории выделить ртутьсодержащее золото.

2. Ртутьсодержащее золото имеет локальное распространение и пространственно связано с полем развития разрывных нарушений Молодо-Попигайской системы, что свидетельствует о связи рудного источника с глубинными разломами.

3. Обнаружение золота с низкой и средней пробностью и повышенным содержанием ртути в россыпных проявлениях, пространственно приуроченных к глубинным разломам, позволяет впервые предположить близповерхностные обстановки формирования коренных источников и прогнозировать на исследованной территории эпитегрмальные рудопрооявления золота предположительно мезозойского возраста.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ (09-05-98604-р_восток_а) и гранта президента РФ «Ведущие научные школы» (НШ147.2008.5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герасимов Б.Б., Никифорова З.С. Россыпная золотоносность р.Маят (бассейн р.Анабар) // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 38—41.
2. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А. и др. Россыпи алмазов России. —Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2007.
3. Борисенко А.С., Коваленкер В.А., Наумов Е.А., Задорожный М.В. Типизация и генетические модели золото-ртутных месторождений Центральной Азии // Золото Сибири и Дальнего востока. —Улан-Удэ, 2004. С. 21—23.
4. Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. —Владивосток: Дальнаука, 1998.
5. Карманов Н.С., Теплов С.Н., Моргунов Ю.А. Элементы примеси самородного золота и связь россыпей с коренными источниками в одном из рудных районов Забайкалья // Петрология и минералогия базитов Сибири. —М.: Наука, 1984. С. 165—170.
6. Майорова Т.П. Минералогия россыпного золота Тимано-Североуральской провинции. —Екатеринбург, 1998.
7. Никифорова З.С., Базилевская Р.В., Герасимов Б.Б. О находках рудного золота в бассейне р.Эбелях (северо-восток Сибирской платформы) // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 48—53.
8. Николаева Л.А. Генетические особенности самородного золота как критерии при поисках и оценке руд и россыпей. —М.: Недра, 1978.
9. Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н. и др. Атлас самородного золота рудных и россыпных месторождений России. —М. 2003.
10. Округин А.В., Охлопков С.С., Граханов С.А. Комплексные россыпепроявления благородных металлов и самоцветов в бассейне р.Анабар (северо-восток Сибирской платформы) // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 3—13.
11. Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. —Якутск, 2000.
12. Петровская Н.В. Типоморфизм и некоторые черты генезиса самородного золота в убогосульфидных рудах формации малых глубин (на примере месторождений Забайкалья) // Типоморфизм минералов. —М.: Наука, 1969. С. 69—103.
13. Петровская Н. В. Самородное золото. —М.: Наука, 1973.
14. Петровская Н.В., Новгородова М.И., Фролова К.Е. О природе структур и субструктур эндогенных выделений самородного золота // Минералогия самородных элементов. —Владивосток, 1980. С. 10—20.
15. Самусиков В.П., Петрова Н.И. Корреляционная зависимость содержаний серебра, сурьмы и меди в самородном золоте (на примере месторождений Яно-Колымского пояса) // Типоморфные особенности рудных минералов эндогенных образований Якутии. —Якутск, 1983. С. 39—53.
16. Самусиков В.П. Особенности концентрации ртути в самородном золоте // Рудогенез и металлогения Востока Азии. —Якутск, 2006. С. 162—164.
17. Смирнов В.И., Кузнецов В.А., Озерова Н.А., Федорчук В.П. Новое в геохимии ртути // Геология рудных месторождений. 1972. Т. XIV. № 4. С. 17—30.

Самородное серебро рудной зоны Вертикальная (Эндыбальский рудный узел, Западное Верхоянье)

А.В.КОСТИН, Н.В.ЛЕСКОВА, Л.В.ОСИПОВ

Эндыбальский сереборудный узел — один из крупных на северо-востоке России. Он расположен в бассейне р.Эндыбал (левый приток р.Аркачан), а рудные тела прослежены от среднего течения р.Мухалкан до устья ручья Мысовой (система левых водотоков р.Аркачан). Протяженность рудного узла составляет около 17 км. В геологическом отношении он находится в пределах восточного крыла Куранахского антиклинория в зоне сочленения с Сартагским синклиниорием.

В рудах нескольких рудных зон Эндыбальского рудного узла (рудные зоны Васильевская и Вертикальная) установлено разное по условиям образования гипогенное самородное серебро [3, 4, 6]. В рудной зоне Васильевская, которая по морфологии и характеру залегания межпластовая, серебро кристаллизуется последним в ряду (овихит, диафорит, аргентотетраэдрит, миаргирит, пираргирит, стефанит, серебро самородное), что характеризует закономерное увеличение сереброносности минералов от ранних минеральных парагенезисов к поздним. В рудной

зоне Вертикальная серебро образуется в окружении сфалерита, станина, галенита, сидерита, иногда аргентотетраэдрита и фрейбергита. В этом случае серебро появляется как результат процесса, наложенного на основную рудную минерализацию, а его появление не носит закономерного характера. Цель статьи — описать формы нахождения и возможный механизм образования серебра рудной зоны Вертикальная, что позволит понять природу богатых серебряных руд.

Рудная зона Вертикальная приурочена к сдвиговой деформации, которая ориентирована в северо-западном направлении и отчетливо дешифрируется на космоснимках. Формы нахождения самородного серебра в рудах весьма разнообразны: в стилолитовых швах в песчаниках, в разноориентированных и, как правило, секущих сульфидно-карбонатные жилы тонких нитевидных прожилках, в друзовых полостях в виде спутанных проволок. Было установлено [5, 7], что пиритизированные песчаники, вмещающие самородное серебро, имеют неоднородное строение, обусловленное выносом из них органического материала и серебра в стилолитовые швы. В песчаниках происходит перегруппировка главных породообразующих компонентов, в результате чего цвет пород меняется от серого в неизмененных среднезернистых пиритизированных песчаниках до темно-серого в измененных с фельзитовой структурой (рис. 1). По результатам химического анализа в процессе преобразования из песчаников выносятся Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , CO_2 , S и, частично, MnO (см. таблицу). Наиболее преобразованная третья разновидность песчаника содержит стилолитовые швы с самородным серебром, которые, по мере перехода в рудный прожилки, служили про-

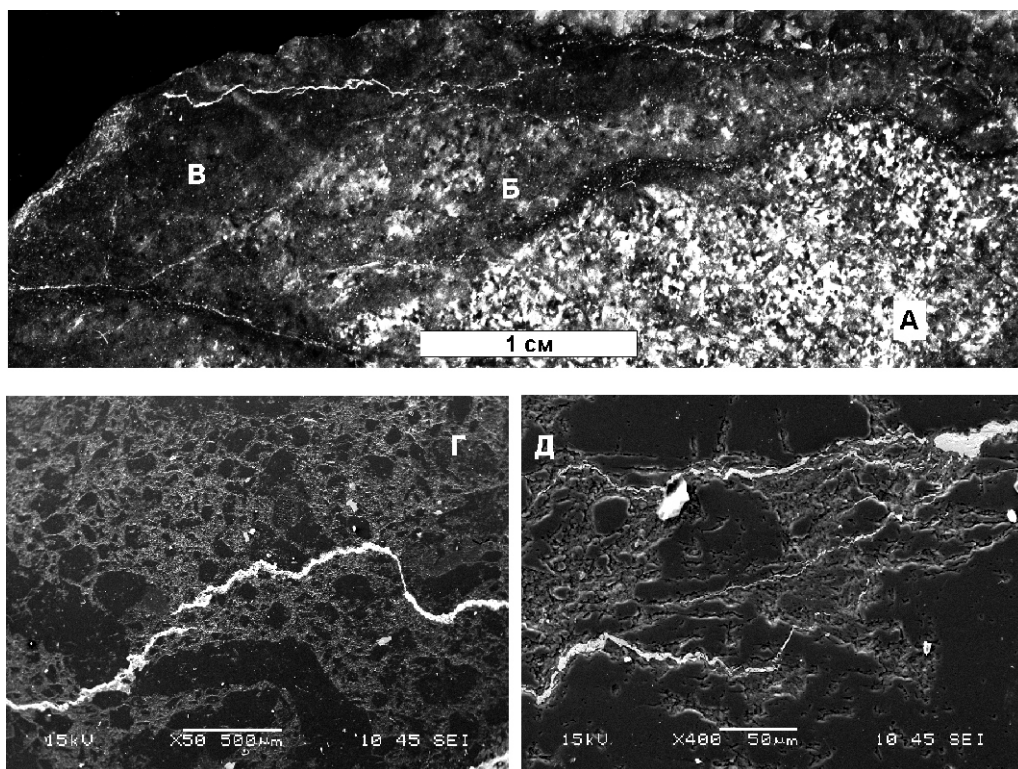


Рис. 1. Разновидности измененных песчаников:

песчаник: А — неизмененный; Б — измененный с пятнистой текстурой; В — интенсивно измененный со стилолитовыми швами, выполненными самородным серебром; Г и Д — детали строения стилолитовых швов

условленное выносом из них органического материала и серебра в стилолитовые швы. В песчаниках происходит перегруппировка главных породообразующих компонентов, в результате чего цвет пород меняется от серого в неизмененных среднезернистых пиритизированных песчаниках до темно-серого в измененных с фельзитовой структурой (рис. 1). По результатам химического анализа в процессе преобразования из песчаников выносятся Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , CO_2 , S и, частично, MnO (см. таблицу). Наиболее преобразованная третья разновидность песчаника содержит стилолитовые швы с самородным серебром, которые, по мере перехода в рудный прожилки, служили про-

Химический состав неизменных и измененных песчаников рудной зоны Вертикальная

Компоненты	Разновидность песчаников, %		
	1	2	3
SiO ₂	68,13	73,87	82,99
TiO ₂	0,23	0,4	0,25
Al ₂ O ₃	11,58	9,63	9,03
Fe ₂ O ₃	3,53	0,42	0,46
FeO	2,39	5,49	1,16
MnO	0,06	1,1	0
Mg	0,69	0,49	0,14
CaO	0,88	0,5	0,62
Na ₂ O	0,83	0,3	0,27
K ₂ O	4,50	3,3	3,07
H ₂ O	0,00	1,32	0,69
PPP	2,64	1,06	1,07
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,34
CO ₂	2,02	2	0
S	2,47	0,06	0,22
Сумма	100,03	100,02	100,31

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГАБМ СО РАН, аналитик Д.А.Кулагина.

водниками для образования в друзовых полостях проволок самородного серебра.

Изучение образцов серебряных проволок на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480 LV в обратнорассеянных (BES) и вторичных (SEI) электронах позволило выявить особенности их строения.

Образцы серебряных проволок из жилы Вертикальная представлены параллельно волокнистыми агрегатами нитевидных кристаллов, известными как волосовидное серебро [1]. На начальной стадии роста формируются глобулярные, почковидные и тонкозернистые зародыши самородного серебра размером

10 мкм. Постепенно происходит увеличение количества зародышей, из которых начинается рост проволок, толщиной не превышающей 2 мкм. По мере разрастания проволок их толщина увеличивается до 60—100 мкм, а представлены они многочисленными закрученными и сросшимися тонкими серебряными нитями [6]. Экзотическая форма серебра объясняется тем, что нитевидные кристаллы в отличие от нормальных трехмерных здесь растут не «головкой», а основанием, выдавливаясь из пористого субстрата, подобно фаршу из мясорубки [1]. Толщина и форма

одной серебряной проволоки соответствует диаметру поры и в некоторых образцах достигает 2 мм.

Рост проволок начинается с внешнего слоя. Сначала появляются короткие ответвления, которые позже приобретают форму ветвистых карликовых деревьев — дендритов (см. рис. 2, А). Потом иглы срastaются и на конце проволоки образуется трубчатый агрегат. В строении серебряных проволок отмечается наличие корневой части, ствола и окончания, их толщина от корня к окончанию уменьшается или они расщепляются (см. рис. 2, Б).

Установлено, что основание проволок может иметь вид луковицы (см. рис. 2, В) или быть плоским (см. рис. 2, Г). Для первого типа следует предположить, что рост проволоки происходил из «корневой системы», представленной скоплением арсентита [2]. Второй тип — результат выдавливания серебра из тонкой щели, о чем свидетельствуют следы штриховок, перпендикулярные серебряным нитям.

Внутренняя структура проволок самородного серебра выявлена при травлении 50%-ным раствором HCl. Различные по характеру срастания тончайших дендритов и микрокристаллов участки серебра протравливаются по-разному. Проявленные таким образом неоднородности подчеркивают пористую структуру серебра, рисунок которой обусловлен, вероятно, срастанием тончайших дендритов, разветвляющихся на цепочки мелких угловатых, иногда кубических кристаллов. Основным структурным элементом дендритов служит система ориентированных в трех направлениях взаимно перпендикулярных решеток, в плоскости которых лежат прямолинейные дендритные ветви, прилегающие под прямым углом к основному стволу. Вероятно, столь сложные срастания дендритов и обеспечивают пористую структуру серебряных проволок (см. рис. 2, Д, Е).

Изучение запрессованных вертикально и протравленных серебряных проволок толщиной 1—2 мм показало, что они состоят из тончайших нитей диаметром около 2 мкм во внутренней части и еще более тонких — во внешней (см. рис. 2, Ж). Сечение нитей имеет формы шестигранника, редко правильной формы (см. рис. 2, З).

Вопрос об источнике серебра в стилолитовых швах и сопряженных с ними в пространстве проволок в друзовых полостях остается открытым. Авторы предполагают, что это были насыщенные сингенетичным пиритом слои песчаников. Ранее [4], исследователи показали, что такие пириты на площади Эндыбальского рудного узла содержат Ag 19,4—634 г/т, Au 0,25—0,72 г/т. Некоторые пласты песчаников включают до 10% сингенетического пирита и потенциально могут являться средой, в результате динамотермального и термального метаморфизма которой серебро из пиритов перегруппировывалось в стилолитовые швы в песчаниках и проволоки в друзовых полостях в прожилках [5, 6].

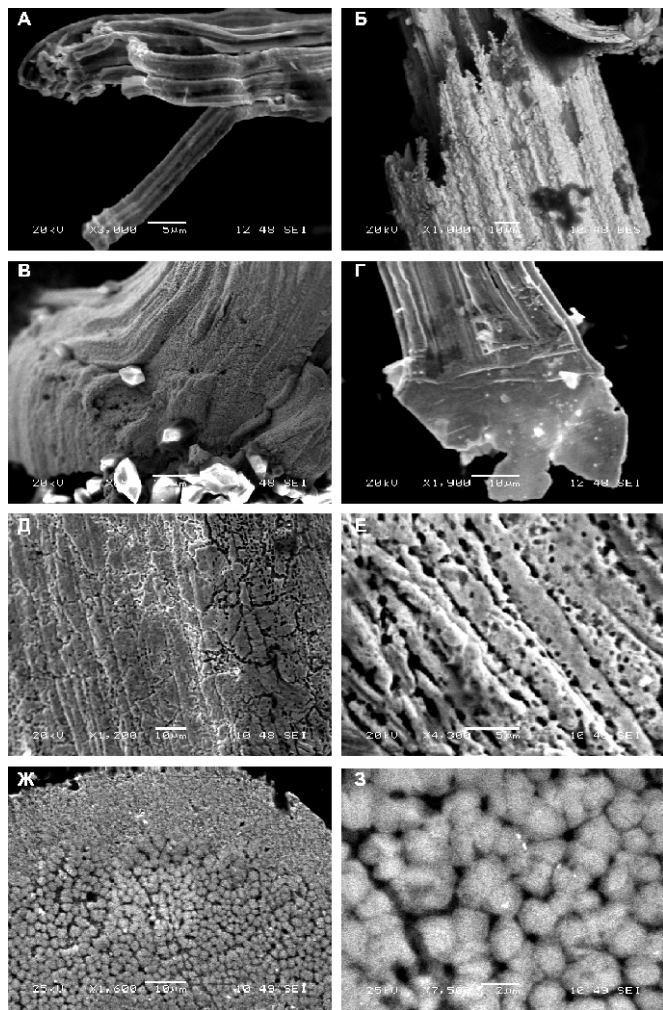


Рис. 2. Детали строения проволок самородного серебра:

А — на конце серебряной проволоки тесно сросшиеся ветвящиеся дендриты формируют внешний контур полый внутри; Б — расщепления окончания серебряной проволоки; В — объемная корневая часть серебряной проволоки; Г — плоская корневая часть серебряной проволоки с штриховками, перпендикулярными направлению роста; структуры проволок серебра, проявленные травлением 50%-ной HCl; Д и Е — пористая сросшихся дендритов; Ж — зональная; З — шестигранные сечения серебряных нитей в проволоке толщиной 2 мм

Полученные новые данные свидетельствуют о крайне интересном факте — серебро накапливалось уже на стадии седиментогенеза в ранних пиритах. Ф.Мрня и Д.Павло [8] на примере Яхимовских жил (Рудные горы, Чехия) предполагают, что образование дендритных и скелетных форм самородного серебра указывает на кристаллизацию из метастабильных пересыщенных растворов, которые не могут существовать в динамической среде, и свидетельствуют о застойных условиях в этот период. На взгляд авторов публикации, сдвиговые деформации по структуре, вмещающей рудную зону Вертикальная, ускорили перегруппировку серебра в стилолитовые швы и друзовые полости Ag-Pb-Zn-Cu-Sn рудных жил. В результате был создан современный облик полиформационных богатых серебряных руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Двуреченская С.С. Гипергенные минералы серебряных месторождений. —М., 2001.
2. Диман Е.Н. Воздействие гидротермальных растворов с HCl и NaOH на ассоциацию серебро—аргентит // Геология рудных месторождений. № 1. 1974. С. 83—88.
3. Костин А.В., Шошин В.В., Рабандиров Ю.Т. Самородное серебро серебро-свинцовых месторождений Эндыбальского рудного узла // Геология и геофизика. 1995. № 9. С. 58—65.
4. Костин А.В., Зайцев А.И., Шошин В.В. и др. Серебряносная провинция Западного Верхоянья. —Якутск, 1997.
5. Костин А.В. Новые данные о геологии Эндыбальского сереборудного узла (Западное Верхоянье, Якутия) // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 33—42.
6. Костин А.В. Самородное серебро Эндыбальского рудного узла (Западное Верхоянье, Якутия) // Наука и образование. 2008. № 4. С. 23—27.
7. Костин А.В. Песчаники как возможный источник карбонатов и благородных металлов Мангазейского серебряного месторождения (Западное Верхоянье, Якутия) // Международная научная конференция (Годичная сессия МО РМО) посвященные 100-летию со дня рождения академика Ф.В.Чухрова «Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии». —М., 2008. С. 108—111.
8. Mrna F., Pavlu D. Ag-Bi-Co-Ni formace na lozisku Jachimov a její srovnání s obdoby Vyskyty rud v Českém masivu. Sborník geol. Ved Praha, 1967. Rada LG, 9. Pp. 7—104.

Реконструкция латеральной зональности оруденения центральной части Ат-Юряхского—Среднеканского и Нэригинского рудных районов (Северо-Восток России)

А.И.СКРЯБИН

Цели и задачи исследований. Как известно, золотоносность Яно-Колымского металлогенического пояса контролируется глубинными разломами и дайковыми свитами. В закономерном размещении месторождений золота роль гранитоидных массивов остается дискуссионной. В этом отношении востребовано классическое направление: изучение латеральной зональности оруденения относительно гранитоидных массивов [1—5, 11—13, 15—22]. Обычно зональность определяется лишь по эндогенной минерализации. Дополнительную информацию дает использование многочисленных данных по россыпям, в т.ч. и сравнительное изучение типоморфных особенностей россыпного и рудного золота. При проведении реконструкции латеральной зональности оруденения поставлены несколько задач. Во-первых, для выделения типов оруденения следует провести анализ особенностей минерального состава коренных месторождений и рудопроявлений. Во-вторых, необходимо сопоставить пробность россыпного и рудного золота в разных рудно-россыпных узлах и в целом на рассматриваемой площади. В-третьих, надо показать, что зональное изменение пробы россыпного золота обусловлено зональным размещением золото-рудных месторождений относительно гранитоидных массивов.

Автором данной публикации неоднократно было показано, что существует закономерное зональное изменение пробы золота в рудно-россыпных узлах и рудных зонах различных районов [15—18]. Доказано, что проба золота в россыпях зависит от минерального типа коренных месторождений. Учитывая имеющиеся новые данные по геологии, минералогии руд и пробности золота, проведена реконструкция латеральной зональности типов золотого оруденения центральной части Ат-Юряхского—Среднеканского и Нэригинского рудных районов.

Объект исследований. Геологами ГП «Магадан-геология» получены новые данные по геологии, тектонике, магматизму и полезным ископаемым Охотско-Колымского региона и предложено новое металлогеническое районирование [6—8]. Входящий в него Ат-Юряхского—Среднеканский рудный район — один из первых освоенных в Яно-Колымском поясе. Однако он еще не исчерпал своих возможностей. Для реконструкции эндогенной зональности оруденения выбрана его центральная часть и прилегающие территории. Район исследования расположен в юго-восточной части Иньяли-Дебинского мегасинклинория, охватывает притоки рек Колымы, Утиния и Оротукан и включает 14 рудно-россыпных узлов [8]. С юга примыкают 6 рудно-россыпных узлов Нэри-

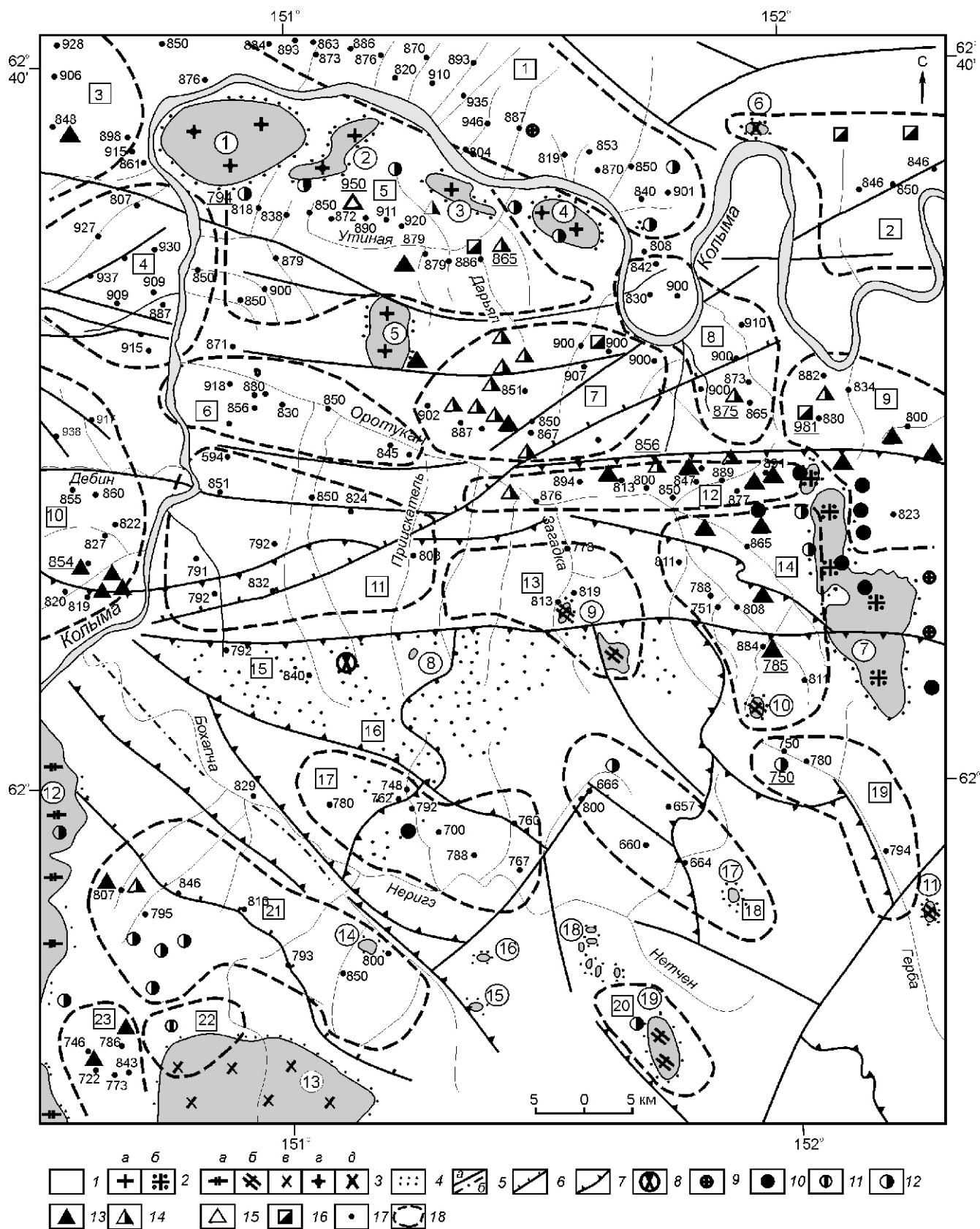
Рис. 1. Схема распределения россыпного золота по пробе в рудно-россыпных узлах относительно разрывных структур и гранитоидных массивов в центральной части Ат-Юряхского—Среднеканского рудного района с прилегающими площадями (междуречье Колымы—Бохапча). Составитель А.И.Скрябин [5, 6, 7]:

1 — терригенные породы; 2 — граниты и гранит-порфиры: а — Сеймчанского и б — Омсукчанского комплексов; 3 — гранитоиды комплексов: а — Уаза-Инского, б — Тенькинского, в — Сибердыкского, г — Басугунынского, д — Нера-Бохапчинского; 4 — контактовые роговики или ороговикованные породы над нескрытым плутоном; 5 — долгоживущие разломы—структурные швы: а — установленные, б — предполагаемые; 6 — сбросы; 7 — надвиги и взбросы; выделяемые минеральные типы коренных месторождений и проявлений: 8 — комплексно-редкометалльные, 9 — серебряные и полиметаллические, 10 — оловорудные, 11 — вольфраморудные, 12 — золоторедкометалльные, 13 — золотошеелит-арсенопиритовые, 14 — золотоарсенопирит-пиритовые, 15 — золотосульфидантимонитовые, 16 — золотоантимонитовые; 17 — россыпи и средняя шлиховая проба золота; подчеркнуто — проба золота коренных месторождений; 18 — контуры рудно-россыпных узлов; гранитоидные массивы и штоки (цифры в кружках): 1 — Басугунынский, 2 — Сторожевой, 3 — Красивый, 4 — Грозовой, 5 — Столовый, 6 — без имени, 7 — Верхнеоротуканский, 8 — Приискательский, 9 — Загадкинский, 10 — Ларюковский, 11 — Верхнегербинский, 12 — Большие Пороги, 13 — Бохапчинский, 14, 15 — Нэригинские, 16 — без имени, 17 — Гражданский, 18, 19 — Нетченские; рудно-россыпные узлы (цифры в квадратах): Ат-Юряхского—Среднеканского района: 1 — Гайский, 2 — Сабаргинский, 3 — Ат-Юряхский—Штурмовский, 4 — Бюченнахский, 5 — Утинский, 6 — Нижне-Оротуканский, 7 — Оротуканский, 8 — Арикский, 9 — Лево-Среднеканский, 10 — Юглеровский, 11 — Лево-Оротуканский, 12 — Центрально-Оротуканский, 13 — Средне-Оротуканский, 14 — Верхне-Оротуканский; Нэригинского района: 15 — Верхне-Ясенский, 16 — Приискательский, 17 — Право-Нэригинский, 18 — Гражданский, 19 — Верхне-Гербинский, 20 — Нетченская группа; Сибердыкской зоны: 21 — Умаро-Бохапчинский, 22 — Бохапчинский, 23 — Мало-Мандычанский

гинского рудного района и 3 узла Сибердыкской зоны, расположенных в бассейне рек Бохапча, Неригэ и Гербы. Всего изучены данные по 23 рудно-россыпным узлам, размещение которых показано на рис. 1.

На рассматриваемой территории известны гранитоиды Сеймчанского (K_2), Омсукчанского (K_2),

Уза-Инского (K_{1-2}), Тенькинского (K_1), Сибердыкского (J_3-K_1), Басугунынского (J_3) и Нера-Бохапчинского (J_3) комплексов [6]. Интересным для изучения латеральной зональности оруденения представляется междуречье Оротукан—Бохапча, где по ореолу ороговикования выявляется крупный не-
вскрытый плутон, на периферии которого обнажают-



ся штоки гранитоидов преимущественно Тенькинского комплекса.

Зональное распределение пробы россыпного золота впервые было рассмотрено еще в Е.З.Горбуновым [11]. Систематизированы данные из сводки [8] по 187 объектам и выведена средняя шлиховая проба россыпного золота, значения которой приведены на рис. 1. Кратко рассмотрим распределение золота по некоторым рудно-россыпным узлам.

Утинский рудно-россыпной узел находится в межгорной депрессии, окруженной Басугуньинским, Сторожевым, Красивым, Грозовым и Столовым гранитоидными массивами. Золотоносным является бассейн р.Утиная, особенно продуктивны ее левые притоки, где россыпи сформировались при размыве водотоками золотоносных даек 7 и 6 вкрест их простираения. В этих россыпях установлено относительно крупное (в среднем 2—3,4 мм) и высокопробное (864—985‰) золото, при этом его пробность возрастает по мере удаления от гранитоидных массивов. Так, в наиболее близко расположенных к Басугуньинскому массиву россыпях правых притоков р.Петрович наблюдается пробность золота 818—857‰ (руч.Гранитный) и 838‰ (руч.Перспективный). Ручей Перспективный имеет общий водораздел с р.Утиная в ее верхнем течении. По мере удаления от Басугуньинского массива от верхних левых притоков р.Утиная к нижним закономерно возрастает пробность в их россыпях (в ‰): руч.Юбилейный — 850 (пределы колебаний 829—892), руч.Кварцевый — 868 (864—875), руч.Заманчивый — 872 (867—899), руч.Холодный с Жильным — 890 (897—985), руч.Глубокий — 911 (876—950), руч.Глинистый — 920 (918—944). Зона высокопробного золота выделяется между массивами Басугуньинским и Столовым почти на равном расстоянии от них. Относительно Басугуньинского массива наблюдается концентрическое изменение пробы россыпного золота. Так, на левобережье р.Колыма при удалении от упомянутого массива проба золота увеличивается в россыпях Ат-Юряхского и Бючяннахского узлов (см. рис. 1).

Гайский рудно-россыпной узел выделен на левобережье р.Колыма, где выявлено 18 россыпей, расположенных севернее выходов Басугуньинского комплекса. Анализ изменения пробности россыпного золота показал, что в ряде водотоков она понижается вниз по течению, что связано с приближением россыпей к массивам Красивый, Грозовой и Сторожевой.

Таким образом, установлено отчетливое зональное изменение пробности россыпного золота относительно массивов Басугуньинского комплекса.

В размещении россыпей **Оротуканского и Арикского узлов** отчетливая роль принадлежит разрывным нарушениям разной природы: сбросам и надвигам, имеющим субширотное и северо-восточное простираение (см. рис. 1). Они контролируют размещение коренных источников (кварцевые жилы и

дайки). Наиболее крупное золото характерно для россыпей Оротуканского узла. Высокопробное и умеренно высокопробное золото наблюдается в россыпях Арикского узла, расположенных вдали от выхода гранитоидов. В **Нижне-Оротуканском и Лево-Оротуканском узлах** главные долины рек пересекают поперек субширотные и северо-восточные нарушения, а их боковые притоки размывают коренные источники, приуроченные к этим нарушениям. В левых притоках р.Оротукан наблюдается отчетливое понижение пробы золота в россыпях верхних притоков, расположенных вблизи нескрытого плутона (см. рис. 1). В **Средне-Оротуканском узле** низкая проба золота выявлена вблизи Загадкинских штоков. В **Центрально-Оротуканском, Верхне-Оротуканском, Лево-Среднеканском узлах** коренными источниками россыпей являются как золотоносные дайки, так и множество кварцевых проявлений, приуроченных к разрывным структурам. В этих условиях пробность золота постепенно возрастает по мере удаления россыпей от Верхне-Оротуканского массива и штока Ларюковского.

Ат-Юряхский—Среднеканский рудный район с юга граничит с Нэригинским рудным районом, занимающим междуречье Оротукан—Бохапча (см. рис. 1). Здесь низкопробное золото характерно для рудно-россыпных узлов (в ‰): Лево-Оротуканский — 594—851, Верхне-Ясенский — 794—840, Право-Нэригинский — 700—792, Гражданский — 657—800, Верхне-Гербинский — 750—794; аналогичное золото наблюдается в узлах Сибердыкской зоны: Умаро-Бохапчинский — 792—850, Мало-Мандычанский — 722—843. Особенности золота в этих россыпях обусловлены минеральным составом их коренных источников и близким расположением относительно гранитоидных массивов Бохапчинского и Больших Порогов, штокообразных тел и нескрытого плутона. Наличие низкопробного золота в россыпях, вероятно, связано с аналогичным золотом коренных источников, отнесенных к золоторедкометалльному типу (Лихое, Южное, Глуховское).

Выявленное зональное изменение пробы золота в различных рудно-россыпных узлах образует общую картину зональности на рассматриваемой территории и показано в изолиниях с интервалом изменения 50‰ (рис. 2). Наличие латеральной зональности обусловлено позицией россыпей и их источников питания в разрывных структурах, занимающих определенное положение относительно выхода гранитоидных массивов, штокообразных тел и нескрытых плутонов.

Принятые минеральные типы месторождений и изменение пробности золота. Определение минерального типа месторождений — остродискуссионная проблема. На данной территории принято выделять олово-вольфраморудные, золоторудные, серебряные, полиметаллические месторождения и прояв-

ления [7]. С лейкократовыми гранитами Верхне-Оротуканского массива связаны оловяренные месторождения и проявления (Климовское, Кинжал, Пасмурное, Коллективное). Бохапчинское вольфраморудное

месторождение приурочено к роговикам невоскрытого плутона вблизи Бохапчинского массива. Проявления полиметаллов и серебра единичны и связаны с купольными частями Верхне-Оротуканского массива.

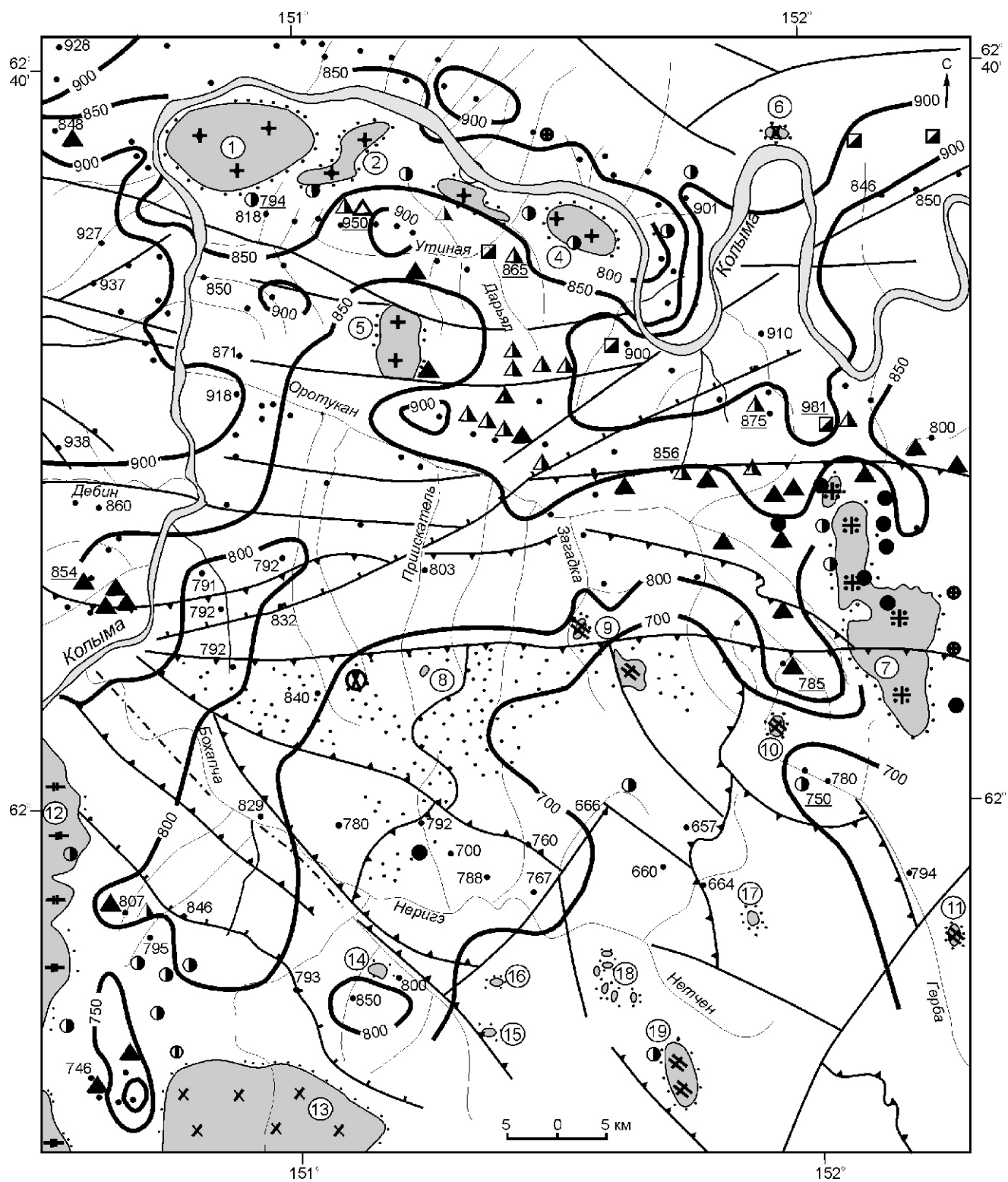


Рис. 2. Схема зонального распределения золота по пробе и реконструкция латеральной зональности типов оруденения относительно разрывных структур и гранитоидных массивов. Составитель А.И.Скрябин [7, 8]:

см. услов. обозн. на рис.1

ва. В отдельных водотоках, берущих начало на этом массиве, наблюдается совместное нахождение россыпей касситерита и золота. Возможно, эти факты указывают на связь различных типов оруденения с одним гранитоидным массивом. Основные россыпи золота образовались при размыве кварцевых жил в терригенных породах, кварцевых жил и зон прожилкования даек и минерализованных зон дробления. Автором данной публикации в пределах золотокварцевой формации выделяется несколько минеральных типов: золоторедкометалльный, золотошеелит-арсенопиритовый, золотоарсенопирит-пиритовый, золотосульфоантимонитовый и золотоантимонитовый [15]. Аналогичные представления существуют и у других исследователей [22]. Установлена закономерная смена золотосульфоантимонитовых и антимонитовых ассоциаций золотополиметаллическими и золоторедкометалльными в направлении к гранитоидному интрузиву [1, 22].

Золоторедкометалльный тип проявлений близко связан с выходами гранитоидов. Басугуньинское (Гранитное) проявление приурочено к одноименному массиву. Аналогичными ему являются рудопроявления Осна вблизи массива Сторожевого, рудопроявления Красивое, Версаль и Грозное вблизи массивов Красивого и Грозного. Они описаны как примеры золоторедкометалльной формации [4]. Восточнее массива Грозной обнажается Гайский шток гранит-порфиров, к которому относится золоторудное проявление Гай. Подобно ему рудопроявление Узнай, содержащее золото и висмут. В юго-восточной части территории этому типу близки проявления Шаман и Туманный, находящиеся в экзоконтактовой части Верхне-Оротуканского массива, а также рудопроявление Казак, расположенное южнее штока Ларюковский. В штоке Нетчен-Хая известно одноименное рудопроявление сложного состава, где наряду с золотом, молибденитом, арсенопиритом выявлено повышенное содержание серебра [14]. Ближе к Бохапчинскому массиву расположено несколько рудопроявлений: Лихое, Южное, Глуховское. Причем, первое занимает надинтрузивное положение и характеризуется следующей минеральной ассоциацией: золото, висмутин и арсенопирит. Сходная минерализация отмечается в рудопроявлениях Ваня и Водопадный, имеющих тесную связь с грейзенизированными гранитами массива Большие Пороги. В связи с этим они могут быть отнесены к золоторедкометалльному типу.

Таким образом, золоторедкометалльный тип оруденения пространственно связан с различными по возрасту гранитоидными комплексами. Для него характерна в основном низкая пробность золота. Известны лишь единичные, иногда противоречивые, данные о пробе золота коренных источников. На проявлении Басугуньинском (Гранитное) П.И.Скорняков (1953) отмечал электрум, другие приводят пробность

золота 798‰ [4], а на рудопроявлении Казак — 750‰ [5]. На проявлении Нетчен-Хая выявлено золото двух генераций [14]. В ассоциации с арсенопиритом обнаружено золото умеренной пробности (850—870‰), а с висмутовыми минералами — высокопробное (900—920‰). Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Золотошеелит-арсенопиритовый тип представлен несколькими месторождениями (Юглер, Ларюковское) и многими рудопроявлениями, которые дали множество промышленных россыпей в бассейне р.Оротукан (Ревком, Хищник, Нечаянное, Таежный). Золотоносность их определяется кварцевыми жилами, кварцевыми прожилками в минерализованных зонах дробления и в дайках, содержащих арсенопирит, галенит, сфалерит, пирит, иногда шеелит (Юглер, Ларюковское, Россыпник), редко касситерит (Каменистое, Красный-Болотный, Трилобит). Присутствие шеелита и касситерита свидетельствует о близкой связи оруденения с гранитоидами. На это указывает также тот факт, что промышленное месторождение Юглер по ряду геологических и геофизических данных приурочено к нескрытому плутону [5]. По данным Н.Я.Болотовой [5], средняя пробность рудного золота месторождений Ларюковское составляет 785‰ и Юглер — 850‰. Большинство рудопроявлений этого типа, вероятно, имеют золото с пониженной пробностью, поскольку они расположены в зоне распределения пробности россыпного золота 751—850‰.

Золотоарсенопирит-пиритовый тип месторождений (Разведчик, Арик, Каменистое) и рудопроявлений (Красивое, Дарьял-2, Осенний, Верхняя Пятилетка, Безымьянное) широко распространен. Они приурочены в основном к разрывным структурам или представлены золотоносными дайками (Арик, Разведчик). Проявление Дарьял-2 приурочено к раздуву штокообразной дайки гранит-порфира с параметрами 5 0,25 км. С проявлениями этого типа связано образование многих промышленных россыпей, занимающих среднеудаленное положение относительно выхода гранитоидов. Рудные тела представлены кварцевыми жилами, кварцевыми прожилками в дайках и минерализованных зонах дробления. Руды сложены пиритом, арсенопиритом, галенитом и др. Пробность золота (в ‰): 865—875 — Дарьял-2 и в пределах 850—900 — Арик [7], что несколько выше, чем в описанном типе.

Золотосульфоантимонитовый тип представлен единичными месторождениями, хотя в Утинском узле они имели важное промышленное значение. Таковым является рудник Холодный — коренной источник богатой россыпи и рудного золота, давший около 10 т металла. Изучая это месторождение, П.И.Скорняков (1953) отнес его к золотосульфоантимонитовому типу. В последние годы рудные минералы этого месторождения детально изучены Г.Г.Гамяниным с коллегами

[4]. Следует отметить, что одним из отличий этого месторождения является высокопробное золото (910—950‰), о чем уже упоминалось.

Золотоантимонитовый тип. Месторождения этого типа обнаружены на значительном удалении от выхода гранитоидов (Крохалиное, расположенное к северу от Верхне-Оротуканского массива). Оруденение представлено кварцевыми жилами и прожилками в дайке длиной до 5 км, мощностью 10—15 м. В составе рудных минералов, кроме пирита, арсенопирита, бурнонита и золота отмечается наложенный антимонит. В ассоциации с антимонитом установлено весьма высокопробное золото 959—991‰, в среднем 981‰ [2]. Такое золото характерно для золотоантимонитовых месторождений Тарыно-Эльгинской зоны и Верхне-Адычанского района. К этому типу лишь предположительно и весьма условно можно отнести и другие проявления с антимонитовой минерализацией (Дарьял-1 в Утинском, Случайное в Арикском, Стриж-Ро, Авенирыч и Лесистый в Сабаргинском узлах).

Реконструкция латеральной зональности типов оруденения. Утинский рудно-россыпной узел является одним из опорных для изучения зональности оруденения. Выше было показано зональное распределение россыпного золота по пробе относительно массивов Басугуньинского комплекса, обусловленное изменением типов минерализации. В экзоконтактной части Басугуньинского массива в гранодиоритовом штоке расположено золоторедкометалльное проявление Басугуньинское (Гранитное), которое по П.И.Скорнякову (1953) характеризуется маломощными кварцевыми жилами, содержащими до 3—5% арсенопирита, электрум и тетрадимит, редко самородный висмут, пирротин, халькопирит, шеелит, турмалин и др. В дайке 7 П.И.Скорняков выделил арсенопирит-пиритовую минерализацию с пробностью Au 886‰. Рудник Холодный находится в 3 км восточнее, но дальше от массива гранитоидов и отличается золотосульфидантимонитовой ассоциацией. Рудное золото имеет высокую пробность 910—951‰ [22]. Ранее было установлено направление латеральной зональности оруденения с запада на восток [17], что в дальнейшем подтвердилось многими детальными исследованиями [1, 4, 9, 12]. На примере изучения этого узла был показан постмагматический характер золотого оруденения, установлена принадлежность золоторедкометалльного и золотого оруденения к золотокварцевой формации. Эти типы оруденения образуют один латеральный ряд относительно гранитоидов [1]. Доказано, что латеральное изменение типов оруденения соответствует трем генерациям золота [12]. Первая генерация золота установлена на верхних горизонтах дайки 7 и характерна для россыпей руч.Холодный. Золото в основном высокопробное (915—936‰, в среднем 929‰). Вторая генерация золота приурочена к нижним горизонтам и

северо-западной части дайки 7 и к дайке 6, отличается понижением пробности золота при широком диапазоне ее изменения (853—929‰, в среднем 881‰). Пробность золота этой генерации в дайке 6 составляет 876‰. Г.Н.Гамянин с соавторами [4] установили низкопробное золото (798‰) в золоторедкометалльном проявлении, приуроченном к Басугуньинскому массиву и изменение состава минералов и пробы по простиранию дайки 7 и по мере приближения к Басугуньинскому массиву: на участке Кварцевом средняя пробность золота составляет (в ‰) 892, на Заманчивом — 932, на Холодном — 928 и на Глубоком — 955. Латеральное изменение пробности золота наблюдается и в меридиональном направлении с юга на север (в ‰): дайка 7 — 879—957, дайка 6 — 789—875, дайка 5 — 661—812.

Таким образом, при изучении Утинского рудно-россыпного узла исследователи [1, 4, 12, 17, 22] установили зональное изменение пробы россыпного золота и типов оруденения относительно гранитоидов Басугуньинского комплекса. В отличие от других автор [17] в качестве рабочей схемы использует следующий латеральный ряд типов золотого оруденения: золоторедкометалльный (Басугуньинское), золотошеелит-арсенопиритовый (предполагается), золотоарсенопирит-пиритовый (Кварцевый), золотосульфидантимонитовый (дайки 7, Холодный, Глубокий) и золотоантимонитовый (Дарьял-1). Сравнение особенностей минерального состава более 60 рудопроявлений и отдельных хорошо изученных месторождений позволяет отметить, что изменение типов минерализации и пробности золота происходит в зависимости от позиции их относительно выхода гранитоидов. Следовательно, закономерное изменение пробности золота, выявляемое преимущественно по россыпному золоту, отражает существование латеральной зональности оруденения (см. рис. 2).

Об изменении пробности золота в вертикальном срезе месторождений золота имеются противоречивые данные. Так, в месторождениях Верхне-Колымского района отсутствует четкое изменение пробности золота от глубины их формирования [4]. В Утинском узле известны факты уменьшения пробности золота на глубоких горизонтах месторождения [1, 11, 21, 22]. Согласно Г.Н.Гамянину [3, 4], пробность золота зависит от глубины формирования гранитоидных массивов. Вполне возможно, что выделяемые минеральные типы месторождений могут быть сформированы на разных глубинах.

Таким образом, в Ат-Юряхском—Среднеканском районе месторождения золотокварцевой формации могут быть разделены на 5 минеральных типов (см. рис. 2): золоторедкометалльный, золотошеелит-арсенопиритовый, золотоарсенопирит-пиритовый, золотосульфидантимонитовый, золотоантимонитовый. Каждый из них отличается своей пробностью золота, которая проявляется и в россыпях. В восточной части территории

(Лево-Среднеканский, Центрально-Оротуканский, Средне-Оротуканский, Верхне-Оротуканский, Право-Нэригинский, Гражданский и Верхне-Гербинский узлы) показано зональное изменение пробности золота и типов оруденений (оловорудное, золоторедкометалльное и золотое) относительно Верхне-Оротуканского массива и штоков Тенькинского комплекса (Ларюковское, Загадских, Верхне-Гербинское, Гражданское). В юго-западной части площади расположены 3 узла (Умаро-Бохапчинский, Бохапчинский и Мало-Мандычанский), для россыпей которых характерно низкопробное золото. Это, по-видимому, обусловлено тем, что в их образовании принимали участие коренные источники золоторедкометалльного и золотошеелит-арсенопиритового типов, расположенных близко от гранитоидных массивов. На основе этих данных установлена зональность изменения пробности золота и типов минерализации относительно гранитоидов Сибирдыкского комплекса (массив Бохапчинский), Уза-Инского комплекса (Большие Пороги), а также Сеймчанского комплекса (штоки Нэригинские). Одним из центров зонального изменения пробности золота является не-вскрытый плутон в междуречье Бохапча—Оротукан.

В результате проведенных исследований установлено следующее:

1. Предложены новые карты распределения пробности золота, составленные на структурно-магматической основе. Они позволяют получить новую сравнительную информацию о пробности золота и типов минерализации в 23 рудно-россыпных узлах, а также относительно гранитоидных массивов.

2. Показано зональное изменение пробности россыпного золота и типов оруденения относительно различных разновозрастных гранитоидных комплексов.

3. Существующее представление о соответствии пробности россыпного и рудного золота в данном районе [11] получило новое подтверждение. Поэтому многочисленные данные по россыпям дают дополнительную информацию для реконструкции латеральной зональности оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Альшевский А.В., Ворцетнев В.В., Гончаров В.И.* Новые данные по минералогии и условиям формирования золото-редкометалльного оруденения на Северо-Востока СССР // *Минералы и минеральные парагенезис горных пород и руд Северо-Востока СССР*. —Магадан, 1986. С. 16—35.
2. *Альшевский А.В.* Интерметаллиды золота — мальдонит и ауристобит из месторождений Северо-Востока России // *Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий*. Т. 2. —Магадан, 2001. С. 131—134.
3. *Гамянин Г.Н.* Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. —М.: ГЕОС, 2001.
4. *Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г. и др.* Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. —Магадан, 2003.
5. *Геология россыпей золота Северо-Востока СССР*. —Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1979.
6. *Геологическая карта и Карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона*. Масштаб 1: 500 000. —Магадан, 1999.
7. *Геологическая карта и Карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона*. Масштаб 1: 500 000. Кн. 3. Кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых. —Магадан, 1999.
8. *Геологическая карта и Карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона*. Масштаб 1: 500 000. Объяснительная записка в 4-х кн. Кн. 4. Кадастр россыпных месторождений. —Магадан, 1999.
9. *Гончаров В.И., Савва Н.Е., Альшевский А.В.* Опыт минералогического картирования золоторудного узла на Северо-Востоке СССР // *Минералогическое картирование как метод исследования рудоносных территорий*. —Свердловск—Миасс, 1983. С. 83—85.
10. *Гончаров В.И., Альшевский А.В., Ворцетнев В.В.* Типоморфизм самородного золота дайковых месторождений Северо-Востока СССР // *Тихоокеанская геология*. 1987. № 2. С. 68—77.
11. *Горбунов Е.З.* Некоторые закономерности размещения различного состава золота в юго-восточной части Яно-Колымского золотоносного пояса // *Закономерности размещения полезных ископаемых*. Т. 5. —М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 423—433.
12. *Литвиненко И.С., Максута А.С., Парфенов М.И.* О типоморфизме золота Утинского золоторудного месторождения // *Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики*. —Магадан, 2003. Т. 3. С. 215—219.
13. *Полеванов В.П.* Некоторые закономерности локализации россыпей золота юго-востока Иньяли-Дебинского мегасинклинория // *Колыма*. 1988. № 4. С. 8—11.
14. *Ртищева Л.И., Савва Н.Е., Парфенов М.И.* Серебряная минерализация мезотермального золоторедкометалльного рудопроявления Нетчен-Хая // *Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий*. Т. 2. —Магадан, 2001. С. 192—195.
15. *Скрябин А.И.* Особенности горизонтальной зональности золоторудных узлов. —Якутск: Якутское книжное изд-во, 1978.
16. *Скрябин А.И.* О центрах зональности золотого оруденения бассейна р.Берелех // *Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий*. Т. 2. —Магадан, 2001. С. 204—206.
17. *Скрябин А.И.* Зональное изменение пробы золота в юго-восточной части Иньяли-Дебинского мегасинклинория // *Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий*. Т. 2. —Магадан, 2001. С. 206—208.
18. *Скрябин А.И.* Особенности латеральной зональности золотого оруденения бассейна р.Берелех // *Золото Сибири и Дальнего Востока*. —Улан-Удэ, 2004. С. 319—320.
19. *Степанов В.А., Гуреев В.Ф., Сторожук О.П.* Интерпретация результатов шлихового опробования гидросети // *Колыма*. 1986. № 1. С. 32—35.
20. *Степанов В.А.* Некоторые черты зональности золото-кварцевой формации // *Колыма*. 1986. № 9. С. 25—29.
21. *Шило Н.А., Гончаров В.И., Альшевский А.В., Ворцетнев В.В.* О пробе самородного золота в золоторудных месторождениях дайкового структурно-морфологического типа // *Докл. АН СССР*. 1985. Т. 282. № 5. С. 1247—1250.
22. *Шило Н.А., Гончаров В.И., Альшевский А.В., Ворцетнев В.В.* Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР. —М.: Наука, 1988.

Химический состав и *P-T* условия образования барофильных минералов из кимберлитовой трубки Манчары (Центральная Якутия)

А.П.СМЕЛОВ, И.В.АЩЕПКОВ, О.Б.ОЛЕЙНИКОВ, А.А.СУРНИН, С.А.БАБУШКИНА, Л.И.ПОЛУФУНТИКОВА, О.В.КОРОЛЕВА

В Центральной Якутии геологами ЦПСЭ ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология» в 2007—2008 гг. была вскрыта скважинами на глубине более 100 м в бассейне р.Тамма (правый приток р.Лена) в 100 км южнее г.Якутска первая кимберлитовая трубка Манчары (рис. 1). Тело воронкообразной формы прорывает карбонатные отложения верхнего кембрия и перекрыто юрскими толщами [3]. Трубка сложена зеленовато-серой кимберлитовой брекчией с массивной текстурой цемента серпентин-слюдистого состава. В верхних частях трубки породы в различной степени глинизированы. Для кимберлитовой брекчии типично присутствие включений серпентинитов, в том числе слюдистых и гранатовых, и слюдитов размером до 2 см. Порфировая структура кимберлита обусловлена присутствием вкрапленников серпентинизированного оливина, флогопита, а также макрокристаллов граната, пикроильменита и различных по составу шпинелидов. Характерная особенность связующей массы кимберлитовой брекчии — значительное содержание рудных минералов, представляющих собой агрегаты зерен шпинелидов, перовскита, магнетита и реже магнетизального хромового магнетита размером 0,005—0,05 мм с нечеткими границами, постепенными переходами, окисленными зонами как внутри, так и по периферии зерен. По содержанию SiO_2 20—35% и Al_2O_3 5% порода соответствует типичным неконтаминированным кимберлитам (А.П.Смелов и др., 2009).

Наиболее достоверный косвенный способ оценки потенциальной алмазности кимберлитов — изучение составов барофильных минералов: гранатов, хромшпинелидов и пикроильменитов, а также определение *P-T* условий их образования [5, 6, 15, 16]. Данная публикация посвящена предварительному определению потенциальной алмазности кимберлитов новой трубки Манчары и перспектив прилегающих территорий по составам барофильных минералов и условиям их образования.

Минералогия барофильных минералов. Тяжелая фракция пород трубки Манчары содержит гранаты, хромиты и пикроильмениты. Гранаты — характерные минералы кимберлитов трубки Манчары, распределены неравномерно. Высокий выход гранатового концентрата получен из слабоизмененной кимберлитовой брекчии. В измененных кимберлитах гранат присутствует в значительно меньших коли-

чествах. Большинство зерен представлено обломками с остроугольными очертаниями. Редко встречаются округлые и уплощенные формы. Следы кристаллографических граней сохранились на округлых зернах пиропы только оранжевого цвета. Нередко гранат находится в сростании с карбонатной, серпентиновой и другой матрицей, или в оболочке вторичных минералов. Типичные составы гранатов представлены в таблице.

По соотношению CaO и Cr_2O_3 пиропы попадают в поля гранатов лерцолитового, верлитового и дунит-гарцбургитового неалмазонасного парагенезиса (рис. 2). Количество гранатов, соответствующих лерцолитам аномального состава составляет 8%, что соответствует таковым в среднепалеозойских кимберлитах Якутской кимберлитовой провинции [4]. В то же время в трубке Манчары сравнительно редки гранаты эклогитового парагенезиса, что в целом не характерно для кимберлитовых брекчий этого возраста.

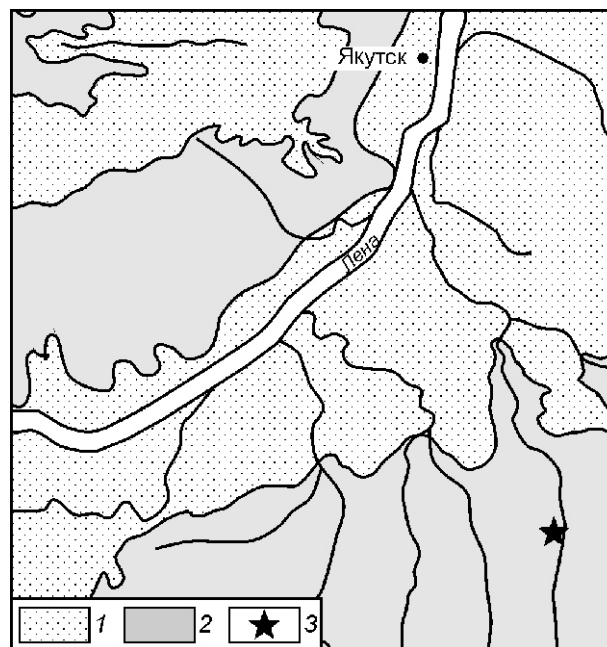


Рис. 1. Схема геологического строения района г.Якутск:

терригенные отложения: 1 — кайнозойские, 2 — мезозойские; 3 — положение кимберлитовой трубки Манчары

Представительные анализы химического состава (в %) гранатов, хромшпинелидов и пикроильменитов из кимберлитов трубки Манчары

Анализы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма
<i>Гранаты</i>									
1	41,23	0,12	14,96	9,8	7,31	0,36	19,12	6,71	99,61
2	41,47	0,12	20,37	0,75	10,41	0,38	20,02	4,65	99,11
3	41,35	0,06	17,59	8,32	7,16	0,40	19,31	6,39	100,38
4	41,61	0,14	21,89	3,96	7,96	0,52	19,78	4,67	100,5
5	42,72	0,02	22,54	3,35	6,49	0,38	22,53	1,25	99,28
6	40,55	0,13	16,50	8,32	7,05	0,38	19,10	6,25	98,28
7	41,57	0,97	21,41	0,68	10,34	0,38	20,57	4,48	100,40
8	41,06	0,34	17,50	7,04	7,00	0,29	19,37	6,06	98,66
9	40,70	1,16	20,70	2,12	9,77	0,34	19,31	4,78	98,88
10	40,8	1,21	20,60	1,85	10,22	0,31	18,47	4,73	98,19
<i>Хромшпинелиды</i>									
1	0,20	0,02	12,52	56,04	16,15	0,23	12,10		97,26
2	0,17	0,02	10,65	59,71	15,7	0,27	10,49		97,01
3	0,19	0,02	15,01	54,90	18,57	0,25	9,91		98,85
4	0,15	0,02	14,62	55,19	18,75	0,22	10,92		99,87
5	0,15	0,03	13,51	54,72	18,69	0,27	10,19		97,56
6	0,23	0,05	12,96	57,62	16,92	0,23	11,60		99,61
7	0,17	0,06	11,25	57,04	17,60	0,25	11,63		98,00
8	0,48	1,29	20,5	36,11	24,42	0,12	16,32		99,24
9	0,20	1,36	8,09	51,29	27,46	0,23	11,76		100,39
10	0,27	1,19	9,34	51,68	26,6	0,25	10,65		99,98
<i>Пикроильмениты</i>									
1	0,11	51,2	0,94	0,09	36,93	0,13	11,2	0,02	100,62
2	0,08	52,36	1,20	1,71	33,12	0,11	11,52	0,01	100,11
3	0,01	48,81	0,62	0,37	41,79	0,05	8,35	0,00	100,10
4	0,06	48,43	0,52	0,35	43,04	0,15	8,23	0,00	100,78
5	0,07	51,15	1,20	0,16	36,19	0,23	10,52	0,03	99,55
6	0,09	51,53	1,38	0,13	35,83	0,21	11,11	0,03	100,31
7	0,09	51,24	1,26	0,48	36,08	0,23	11,16	0,01	100,55
8	0,07	50,67	0,98	0,15	37,37	0,23	10,11	0,01	99,59
9	0,02	47,58	0,76	0,34	44,35	0,23	7,77	0,00	101,05
10	0,02	50,09	1,03	0,11	38,87	0,17	9,84	0,00	100,13

Примечание. Анализы минералов выполнены на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro и электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетической приставкой INCA Energy 350 фирмы «Oxford Instruments» в ИГАБМ СО РАН; аналитик Н.В.Лескова.

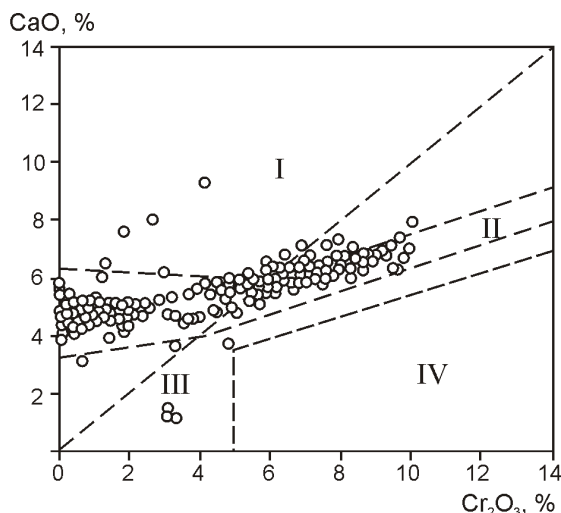


Рис. 2. Парагенетическая дискриминационная диаграмма Cr_2O_3 — CaO [16] для пиропов из кимберлитовой трубки Манчары:

поля гранатов: I — верлитового, II — лерцолитового, III — дунит-гарцбургитового, IV — алмазonoсного дунит-гарцбургитового парагенезисов

Хромшпинелиды. Морфология хромитовых зерен разнообразна. Обычно они имеют округлые очертания с элементами октаэдрической огранки. Типичные химические составы представлены в таблице. Среди макрокристаллов хромшпинелидов из кимберлитовой брекчии трубки Манчары присутствуют как высокотитанистые разновидности (TiO_2 1%), так и низкотитанистые (TiO_2 1%). На дискриминационной диаграмме $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ — $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ точки составов двух групп хромшпинелидов образуют тренд, характерный для кимберлитов (рис. 3). Следует обратить внимание на отсутствие хромшпинелидов, по составу соответствующих алмазному парагенезису.

Пикроильмениты характеризуются неровными заливообразными границами зерен, размеры которых 2—5 мм. Они часто непосредственно контактируют с псевдоморфозами серпентина по оливину. Большинство зерен ксеноморфны. Вокруг макрокристаллов пикроильменита постоянно наблюдаются реакционные оболочки 0,5—1 мм с высоким содержанием мелких зерен перовскита, рутила, феррошпинелей и магнетита. Эти минералы неравномерно распределены в основной массе, слагают небольшие участки (0,7 мм) на месте полностью растворенных зерен пикроильменита. Пикроильмениты имеют высокое содержание MgO 8,2—11,5% (см. таблицу). По соотношению MgO и TiO_2 точки составов всех изученных ильменитов лежат вдоль линии «кимберлитового тренда» ильменитов [6] с максимумом содержания MgO 20,11%.

P-T условия кристаллизации барофильных минералов. Особенности химических составов пиропов в основном лерцолитового ряда, хромитов с повышен-

ной долей ульвошпинелевого компонента и пикроильменитов с незначительной долей хрома позволяют провести термобарометрические реконструкции строения мантийного кила под кимберлитовой трубкой с помощью мономинеральных методов [5].

Термобарометрические оценки выполнены с применением мономинеральных версий термометров [8, 12] для граната, а также хромитового [13] и ильменитового [16] термобарометров. Железистость сосуществующих минералов рассчитывается по регрессионным уравнениям. Методика и формулы барометров опубликованы в специальной работе И.В.Ащепкова с соавторами [5]. Результаты представлены на рис. 4.

По химическому составу гранатов определена типичная кондуктивная геотерма (35 мВт/м²), которая характерна для мантии под палеозойскими трубками Якутии [16], и слоистое строение мантийной колонны до глубин 230 км (7000 МПа), состоящей из 8 интервалов, разделенных в средней части 50—40-километровым горизонтом (3500—6500 МПа), в котором мало граната. Возможно, этот горизонт имеет пироп-

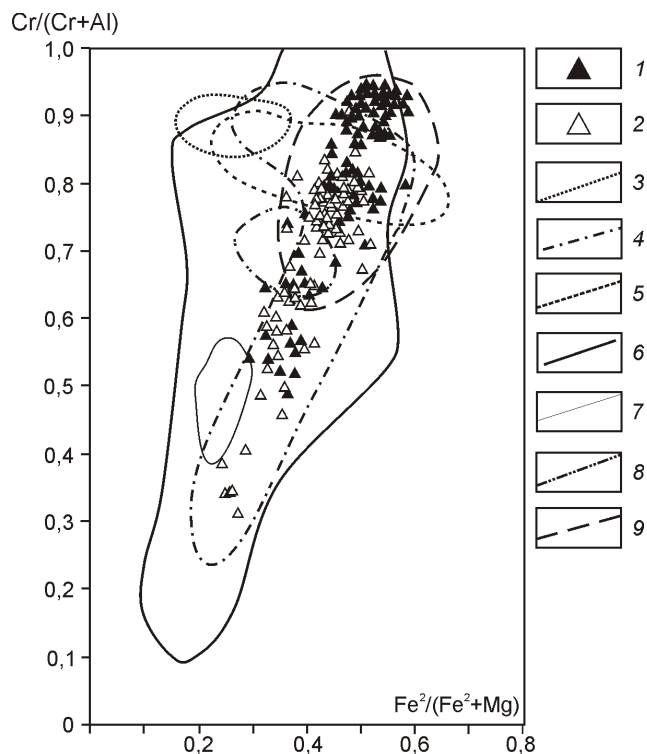


Рис. 3. Составы хромшпинелидов из кимберлитовой брекчии трубки Манчары на парagenетической дискриминационной диаграмме $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ — $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$:

точки составов с содержанием TiO_2 : 1 — 1%; 2 — 1%; поля составов хромшпинелидов по работе [1]: 3 — включений в алмазах, 4 — кимберлитов, 5 — меймечитов, 6 — ксенолитов из кимберлитов, 7 — базальтов срединно-океанических хребтов, 8 — коматиитов, 9 — «курунгского» типа

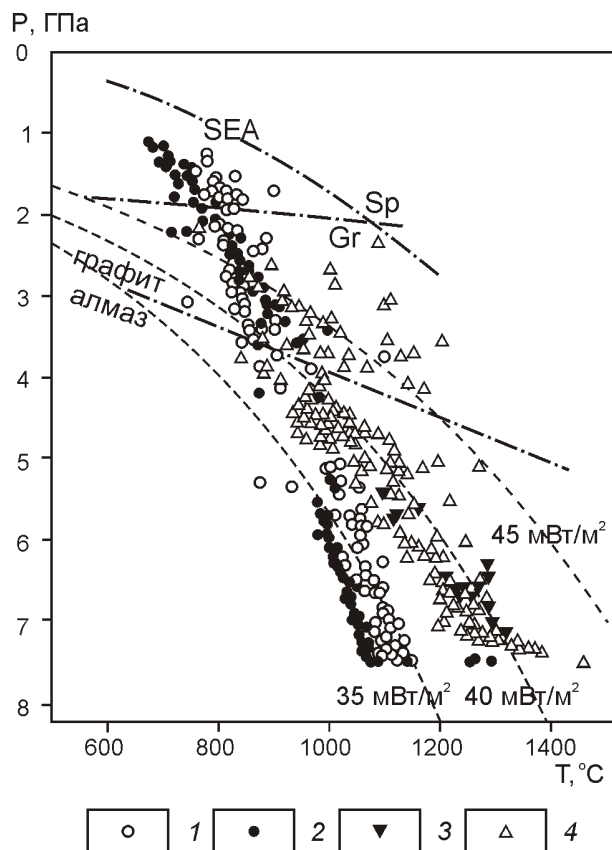


Рис. 4. P - T параметры кристаллизации барофильных минералов:

гранатов: 1 — по геотермобарометрам [6, 9], 2 — по работам [6, 11]; 3 — пикроильменитов по работе [17]; 4 — хромшпинелидов по работам [6, 14]; SEA — океаническая геотерма, Sp — область устойчивости шпинели, Gr — область устойчивости граната

ксенитовый состав. Такое строение типично для мантийной литосферы под Архангельской алмазоносной провинцией [9] и Накынским кимберлитовым полем [5]. Определения P - T параметров по хромитовому и ильменитовому геотермобарометрам трассируют высокотемпературную ветвь за счет разогрева мантийных пород протокимберлитовыми расплавами вблизи канала движения расплава к поверхности. Уровни повышения титана в гранатах и хромитах, вероятно, отвечают промежуточным камерам, которые формируются на границах раздела отдельных горизонтов.

В кимберлитовой брекчии трубки Манчары титан-хромшпинелиды кристаллизуются вместо ильменита, что типично для кимберлитовых расплавов с повышенным содержанием воды (кимберлиты группы II), тогда как из магмы с карбонатитовой тенденцией кристаллизуется ильменит [11]. Одновременное присутствие в породах как титан-хромшпинелидов, так и пикроильменитов может свидетельствовать о наложении двух процессов. Высокое содержание барит-флогопита в связующей массе (А.П.Смелов и др., 2009)

подтверждает вывод о принадлежности кимберлитов к группе II. Однако присутствие в породах перовскита и соотношения в породах TiO_2 и K_2O в большей степени свидетельствует об их принадлежности к кимберлитам группы I. Тем не менее, для этого участка литосферы Центральной Якутии можно предполагать утолщение литосферного кила, сформированного за счет субдукции и последующей коллизии в палеопротерозое [14]. Хромиты такого типа с высокими содержаниями титана и повышенным содержанием железа типичны для трубок Накынского и Верхне-Мунского полей Якутской кимберлитовой провинции, а также для трубок Архангельская, Ломоносовская [2] и некоторых других кимберлитовых тел Зимнего берега Архангельской провинции. В целом, исходя из вычисленных P - T параметров минералообразования, кимберлитовая брекчия может быть потенциально перспективна на обнаружение алмазов. Оценки фугитивности кислорода для хромитов лежат внутри поля устойчивости алмаза [7]. Это значит, что разогрев под действием данных расплавов мог приводить к росту кристаллов алмаза.

Из материалов публикации можно сделать следующие выводы.

1. Изучение химического состава пиропов, хромшпинелидов и пикроильменитов из кимберлитов трубки Манчары показывает, что среди них нет минералов, соответствующих алмазному парагенезису. В тоже время, их составы во многом близки аналогичным барофильным минералам среднепалеозойских кимберлитовых трубок, в т.ч. и алмазоносных Якутской кимберлитовой провинции.

2. Расчеты P - T параметров минералообразования и геотермы показывают, что литосфера в Центральной Якутии имеет мощности мантийного кила, позволяющие кристаллизацию алмазов.

3. Отсутствие минералов алмазного парагенезиса в конкретных кимберлитах трубки Манчары (первая открытая в данном районе), может быть связано с особенностями субстратов литосферной мантии под трубкой, т.е. присутствием мощного пироксенитового слоя.

4. В целом, исходя из мощности литосферного кила и геотермического состояния мантии, данный район весьма перспективен на обнаружение алмазоносных кимберлитов.

Работа выполнена в рамках интеграционного проекта СО РАН № 72 и программы РАН № 14.1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. — Новосибирск: Филиал «Гео» Изд-ва СО РАН, Издательский дом «Манускрипт», 2001.
2. Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В. Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений Зимнебережного района, Архангельская алмазоносная провинция // Петрология. 2000. № 8. Т. 5. С. 518—548.
3. Смелов А.П. Якутия прирастает кимберлитами // Наука из первых рук. 2009. № 2. С. 12—13.

4. Тычков Н.С., Похиленко Н.П., Кулигин С.С. и др. Особенности составов и происхождение пиропов аномального состава из лерцолитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 4. С. 302—318.
5. Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladykin N.V. et al. Reconstruction of mantle sections beneath Yakutian kimberlite pipes using monomineral thermobarometry. Geological Society, London, Special Publications, 2008. Vol. 293. Pp. 335—352.
6. Ashchepkov I.V. Empirical chromite and ilmenite thermobarometry for mantle peridotites garnet facies // Electronic Scientific Information Journal «Herald of the Department of Earth Sciences RAS». 2006. № 1. Pp. 19.
7. Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W. 1997. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. Vol. 128. № 2—3. Pp. 228—246.
8. Krogh E.J. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer a reinterpretation of existing experimental data // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. Vol. 99. Pp. 44—48.
9. Lehtonen M., Kukkonen I., O'Brien H., Peltonen P., Ustinov V., Verzhak V. Mantle signature of the Arkhangelskaya kimberlite pipe, NW Russia // 9IKC Extended Abstracts. A-00055.
10. McCammon C.A., Griffin W.L., Shee S.R. et al. Oxidation during metasomatism in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, South Africa: implications for the survival of diamond // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. Vol. 141. № 3. Pp. 287—296.
11. Mitchell R.H. Kimberlites, orangeites and related rocks. New York: Plenum, 1995.
12. O'Neill H.St.C., Wood B.J. An experimental study of Fe-Mg partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 70. Pp. 59—70.
13. O'Neill, H. St. C., Wall, V. J. The olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle // Journal of Petrology. 1987. Vol. 28. Pp. 1169—1191.
14. Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // Gandwana Research. 2007. № 12. Pp. 279—288.
15. Sobolev N.V., Lavrentiev Yu.G., Pokhilenko N.P. et al. Chrom-rich garnet from the kimberlites of Yakutia and their petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1973. Vol. 40. Pp. 39—52.
16. Taylor W.L., Kamperman M., Hamilton R. New thermometer and oxygen fugacity sensor calibration for ilmenite and Cr-spinel-bearing peridotite assemblage // 7th IKC Extended abstracts. 1998. Pp. 891.

УДК 550.83:553.323.6

А.И.Зайцев, А.П.Смелов, 2009

Rb-Sr изотопная система кимберлитов алмазоносных и неалмазоносных трубок Алакит-Мархинского кимберлитового поля (Якутия)

А.И.ЗАЙЦЕВ, А.П.СМЕЛОВ

Сравнительный анализ петрохимических составов алмазоносных и неалмазоносных кимберлитовых пород привел исследователей к мнению, что химический состав пород может быть использован как критерий их алмазоносности [2, 3, 6, 9, 15—18 и др.]. Для элементов-примесей в кимберлитах таких работ не так много, но известно, что в целом по ряду элементов алмазоносные кимберлиты южных и неалмазоносные кимберлиты северных районов Якутской кимберлитовой провинции существенно различаются [12]. Осталось неясным связано ли это с их разным возрастом или с различием в составах. Для решения этого вопроса необходимы исследования кимберлитовых пород в пределах разновозрастных кимберлитовых полей с известной промышленной алмазоносностью. Такие работы были проведены для трубки Айхал (Алакит-Мархинское поле) и установлена связь распределения редкоземельных элементов в кимберлитах с их алмазоносностью [7].

В данной работе сделана попытка изучения Rb-Sr изотопной системы кимберлитов алмазоносных и неалмазоносных (убого алмазоносных) тел в пределах среднепалеозойского Алакит-Мархинского кимберлитового поля. Анализировалась основная связующая масса кимберлитов (ОСМ), выделенная по методу, приведенному в работе [5], а также силикатная

(СФ) и карбонатная фракции (КФ). Для получения этих фракций применялась методика кислотного выщелачивания [10]. Изотопный состав стронция анализировался авторами на масс-спектрометре МИ-1201-Т в лаборатории физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН без добавления индикатора, а содержания Rb и Sr измерялись методом двойного изотопного разбавления [10]. Дифференцированное изучение Rb-Sr системы основной связующей массы кимберлитов позволило, с одной стороны, установить распределение Rb и Sr в пределах составляющих матрицу фракций (табл. 1), с другой, оценить возраст индивидуальных образцов (см. таблицы 1, 2), используя внутреннюю трехточечную изохрону (валовый состав ОСМ, СФ и КФ).

Алакит-Мархинское кимберлитовое поле расположено в бассейне рек Алакит и Моркока в пределах Далдыно-Оленёвской кимберлитоконтролирующей зоны разломов. По современным тектоническим построениям это поле локализовано в центральной части Тунгского террейна в составе Далдыно-Алакитского орогенного пояса [19]. По данным Ф.Ф.Брахфогеля [4], тела кимберлитов локализованы в отложениях ордовика и нижнего силура (ллановерийский ярус) и полностью или частично перекрыты отложениями среднего—верхнего карбона (катская

1. Результаты Rb-Sr изотопного анализа кимберлитов Алакит-Мархинского поля

Образцы	Материалы	⁸⁷ Rb, мкг/г	⁸⁶ Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Возраст, млн.лет	I ₀
Алмазоносные кимберлиты							
Трубка Комсомольская							
Рс-1631	Автолит в КБМ	6,5413	21,0333	0,3074	0,7065	411 2	0,70469 10
	СФ	6,4327	0,9356	6,9764	0,7455		
	КФ (30,35)	6,7905	67,1554	0,1	0,70525		
Рс-1632	Автолит в КБМ	18,5509	59,9659	0,3058	0,706	420 1	0,70416 11
	СФ	26,3892	2,7516	9,4802	0,7608		
	КФ (62,28)	13,8036	94,6178	0,1442	0,70503		
Рс-1699	Автолит в КБМ	22,3609	38,4832	0,5744	0,7078	410 8	0,70442 14
	СФ	27,0117	12,5998	2,1192	0,7168		
	КФ (18,89)	2,3913	149,6215	0,0158	0,70455		
Данные ра- боты [1]	Кимберлит	12,4853	35,0859	0,3548	0,70827	358	0,70646
	Флогопит	204,6813	1,1773	185,403	1,64807		
Трубка Айхал							
Рс-1506	КБМ	9,2889	33,315	0,2756	0,7071	378 1	0,70561 3
	СФ	41,1879	7,2023	5,6529	0,736		
	КФ (83,25)	2,8708	38,5689	0,0736	0,706		
Рс-1507	КБМ	6,2289	78,2018	0,0787	0,7048	367 3	0,70438 6
	СФ	9,0926	4,46	2,0152	0,7149		
	КФ (36,1)	1,1599	208,7309	0,0055	0,70442		
Трубка Юбилейная—Западная							
Рс-193	КБМ	5,4062	18,2756	0,2924	0,7104		
Рс-194	КБМ	5,3931	50,0581	0,1065	0,7095	350 7	0,70898 3
	СФ	8,5901	6,8273	1,2473	0,7152		
	КФ (38,05)	0,188	120,4431	0,0015	0,70897		
Рс-195	КБМ	9,5318	65,1715	0,1446	0,7098		
Трубка Юбилейная—Восточная							
Рс-18	МПКБ	5,8119	28,8701	0,1990	0,7105	362	0,7095
	Флогопит	142,831	4,4155	31,9757	0,8742		
Рс-196	КБМ	5,3917	88,5045	0,0602	0,709	365 13	0,70867 12
	СФ	7,4298	40,5303	0,1812	0,7096		
	КФ (39,7)	1,4301	181,7556	0,0078	0,70874		
Рс-197	КБМ	4,9839	54,0033	0,0912	0,7084	366 19	0,7077 22
	СФ	13,8276	9,7482	1,4022	0,715		
	КФ(31,66)	0	149,5306	0	0,70747		
Рс-1700	КБА	2,9369	20,8229	0,1394	0,7074	350 1	0,7067 -2
	СФ	4,0896	3,8803	1,0418	0,7119		
	КФ (36,0)	0,8876	50,9431	0,0172	0,70679		

Образцы	Материалы	⁸⁷ Rb, мкг/г	⁸⁶ Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Возраст, млн.лет	I ₀
Рс-1701	КБМ	13,3109	39,5109	0,333	0,7058	342 7	0,70415 17
	СФ	15,7662	5,5591	2,8035	0,7178		
	КФ (28,32)	7,0964	125,4454	0,0559	0,70445		
Неалмазоносные кимберлиты							
Трубка Молодость							
Рс-1497	КБА	5,1275	74,5975	0,0679	0,707	357 1	0,70666 3
	СФ	5,029	4,6479	1,0696	0,7121		
	КФ (32,3)	5,334	221,2101	0,0238	0,70678		
Трубка Восток							
Рс-1504	КБМ	9,4719	37,7197	0,2482	0,7092	366 1	0,70791 2
	СФ	8,8205	1,0815	8,062	0,7499		
	КФ (22,53)	11,7118	163,7011	0,0707	0,70828		
Рс-1505	КБМ	3,6797	30,8537	0,0858	0,7059	359 18	0,70538 54
	СФ	3,5198	0,9294	3,7436	0,7245		
	КФ (35,11)	4,1476	118,4178	0,0346	0,70547		
Трубка Дружба							
Рс-1508	КБМ	6,9187	43,16	0,1585	0,7067	431 2	0,70573 4
	СФ	8,0171	12,5542	0,6313	0,7096		
	КФ (15,18)	0,7813	214,1734	0,0036	0,70575		
Трубка Магистральная							
Рс-1509	КБМ	19,5075	75,1761	0,1776	0,706	375 13	0,70480 139
	СФ	16,4317	7,4821	2,1709	0,7164		
	КФ (15,55)	36,2118	442,8133	0,0808	0,70505		
Трубка Снежинка							
Рс-1510	КБМ	11,1181	61,6615	0,1782	0,7072	362 +/-6	0,70627 8
	СФ	12,2877	7,003	1,7345	0,7152		
	КФ (22,4)	7,0663	251,0142	0,0278	0,70643		
Рс-1511	КБМ	7,6919	57,356	0,1326	0,7067	360 1	0,70602 3
	СФ	8,3219	9,2128	0,8929	0,7106		
	КФ (22,81)	5,56	220,2746	0,025	0,70615		
Трубка Начальная							
Рс-1512	КБМ	12,7597	144,2668	0,0874	0,7051	361 1	0,70465 1
	СФ	18,1362	5,6325	3,1829	0,7210		
	КФ (36,83)	3,538	382,0493	0,0092	0,7047		
Трубка Акар-С							
Рс-1556	КБМ	4,8276	48,8964	0,0976	0,7073	351 11	0,7068 6
	СФ	4,6656	7,7488	0,5952	0,7098		
	КФ (31,23)	7,8641	139,5054	0,0345	0,70699		

Образцы	Материалы	⁸⁷ Rb, мкг/г	⁸⁶ Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Возраст, млн.лет	I ₀
Рс-1557	КБМ	6,0727	124,146	0,0484	0,7047	330 2	0,70447 1
	СФ	5,8569	3,4698	1,6686	0,7123		
	Кф (27,26)	6,6485	446,1558	0,0147	0,70454		
РС-1558	КБА	17,8682	43,8726	0,4026	0,7086	420±1	0,70620±5
	СФ	21,5170	2,3825	8,8247	0,7590		
	КФ (39,38)	12,2514	107,741	0,1124	0,70688		
РС-1559	КБА	11,1843	32,9082	0,3360	0,7082	430 2	0,70613 8
	СФ	14,5292	3,0157	4,7624	0,7356		
	КФ (43,79)	6,8907	71,279	0,0956	0,70673		
Трубка Юность							
Рс-1605	КБМ	14,7466	116,383	0,1252	0,7047	333 42	0,70409 11
	СФ	19,5244	64,83	0,2977	0,7055		
	КФ (43,39)	8,5131	183,6431	0,0458	0,70433		
Трубка Луна							
Рс-421	Кимберлит	1,8759	35,9426	0,0516	0,7081	382 1	0,70780 2
	СФ	2,5085	1,3244	1,8723	0,718		
	КФ (46,43)	1,146	75,8844	0,0149	0,7079		
Рс-422	Кимберлит	1,1237	33,9229	0,0317	0,708	439 1	0,70781 1
	СФ	1,3483	2,8802	0,4627	0,7107		
	КФ (50,59)	0,9043	64,2415	0,0139	0,70788		
Трубка Щукина							
Рс-1361	КБА	7,9201	53,1046	0,1357	0,7065	360 7	0,70574 39
	СФ	12,0584	1,8902	6,3061	0,7381		
	КФ (35,31)	0,3385	146,9324	0,0228	0,70576		
Рс-1362	КБА	12,4639	99,0845	0,1243	0,7052	379 1	0,70450 1
	СФ	16,0324	2,3001	6,8901	0,7417		
	КФ (18,45)	0	435,3778	0	0,6967		
Рс-1363	КБМ	20,3759	114,87	0,1753	0,7062	367 13	0,70519 4
	СФ	30,0819	30,8874	0,9627	0,7102		
	КФ (20,11)	0	448,5035	0	0,70511		
Трубка Бобкова							
Рс-1364	КБМ	1,8605	33,5487	0,0548	0,7074	359 1	0,70710 2
	СФ	1,8182	1,3763	1,3059	0,7138		
	КФ (23,12)	2,0012	140,5303	0,0141	0,70719		
Трубка 30 лет Айхала							
Рс-1365	КБМ	2,7326	71,2307	0,037	0,7050	385 1	0,70480 2
	СФ	3,4897	13,4803	0,2559	0,7062		
	КФ (28,68)	0,8537	214,8415	0,0039	0,70482		

Примечание. Скобки — доля карбонатной фракции, %; I_0 — первичный изотопный состав стронция; образцы из коллекции Ф.Ф.Брах-фогеля и Э.А.Шамшиной. Фракции ОСМ: СФ — силикатная, КБ — карбонатная; кимберлитовая брекчия текстуры: КБМ — массивной, КБА — автолитовой; МПКБ — мелкопорфировая кимберлитовая брекчия.

2. Изотопные датировки кимберлитов Алаakit-Мархинского поля

Трубки	Образцы	Материалы	Возраст, млн.лет	Метод	Источник
<i>Убого алмазонасные кимберлитовые трубки</i>					
Молодость	Pc-1497	КБА	357 1	Rb-Sr изохрона	
Восток	Pc-1504	КБМ	366 1	Rb-Sr изохрона	
	Pc-1505	КБМ	359 18	Rb-Sr изохрона	
<i>Rb-Sr изохронный возраст кимберлитов трубки Восток, T 374 11, 0,70639 0,0016, n 6</i>					
Дружба	Pc-1508	КБМ	431 1	Rb-Sr изохрона	
	Dr-401	КБМ (перовскит)	358 4	U-Pb	[12]
Сувенир	Asu-268	КБМ (перовскит)	362 -5	U-Pb	[12]
Магистральная	Pc-1509	КБМ	375 13	Rb-Sr изохрона	
Снежинка	Pc-1510	КБМ	362 6	Rb-Sr изохрона	
	Pc-1511	КБМ	360 1	Rb-Sr изохрона	
<i>Rb-Sr изохронный возраст кимберлитов трубки Снежинка, T 365 15, 0,70612 0,00017, n 6</i>					
Начальная	Pc-1512	КБМ	361 1	Rb-Sr изохрона	
Акар-С	Pc-1556	КБМ	351 11	Rb-Sr изохрона	
	Pc-1557	КБМ	330 1	Rb-Sr изохрона	
	Pc-1558	КБА	420 1	Rb-Sr изохрона	
	Pc-1559	КБА	430 2	Rb-Sr изохрона	
<i>Rb-Sr изохронный возраст кимберлитов трубки Акар-С, T 424 20, 0,70564 0,00830, n 12</i>					
Юность	Pc-1605	КБМ	333 42	Rb-Sr изохрона	
Липа	Pc-421	Кимберлит	382 1	Rb-Sr изохрона	
	Pc-422	Кимберлит	439 1	Rb-Sr изохрона	
<i>Rb-Sr изохронный возраст кимберлитов трубки Липа, T 382 15, 0,70788 0,00017, n 6</i>					
Щукина	Pc-1361	КБА	360 7	Rb-Sr изохрона	
	Pc-1362	КБА	379 1	Rb-Sr изохрона	
	Pc-1363	КБМ	367 13	Rb-Sr изохрона	
<i>Rb-Sr изохронный возраст кимберлитов трубки Щукина, T 369 8, 0,70526 0,00036, n 8</i>					
Бобкова	Pc-1364	КБМ	359 1	Rb-Sr изохрона	
30 лет Айхала	Pc-1365	КБМ	385 1	Rb-Sr изохрона	
Москвичка		КБМ	350 15	K-Ar	[18]
		КБМ	350 15	K-Ar	[18]
Коллективная		Кимберлит, циркон	347	U-Pb	[8]
		Кимберлит, циркон	385 6	Трековый	[13]
Светлая		Кимберлит, циркон	368 6	Трековый	[13]
Искорка		Кимберлит, циркон	368 4	Трековый	[13]

Трубки	Образцы	Материалы	Возраст, млн.лет	Метод	Источник
Радиоволновая		Кимберлит, циркон	229	U-Pb, SHRIMP	[21]
	A-6681	КБА, ОСМ	272	K-Ar	
	A-6682	КБА, ОСМ	242	K-Ar	
Алмазоносные кимберлитовые тела					
Комсомольская	Рс-1631	Автолит в КБМ	411 2	Rb-Sr изохрона	
	Рс-1632	Автолит в КБМ	420 1	Rb-Sr изохрона	
	Рс-1699	Автолит в КБМ	410 8	Rb-Sr изохрона	
<i>Rb-Sr изохронный возраст кимберлитов трубки Комсомольская, T 416 1, 0,70438 0,0001, n 9</i>					
Комсомольская		Кимберлит	358	Rb-Sr изохрона	[1]
		Кимберлит, циркон	358	U-Pb	[8]
Айхал	Рс-1506	КБМ	378 1	Rb-Sr изохрона	
	Рс-1507	КБМ	367 3	Rb-Sr изохрона	
		Кмберлит	344 19	Rb-Pb изохрона	[20]
<i>Rb-Sr изохронный возраст кимберлитов трубки Комсомольская, T 384 24, 0,70482 0,00083, n 6</i>					
Юбилейная-Западная	Рс-194	КБМ	350 7	Rb-Sr изохрона	
<i>Rb-Sr изохронный возраст кимберлитов трубки Комсомольская, T 349 10, 0,7090 0,00008, n 5</i>					
Юбилейная-Восточная	Рс-18	МПКБ, флогопит	362	Rb-Sr	
	Рс-196	КБМ	365 13	Rb-Sr изохрона	
	Рс-197	КБМ	366 19	Rb-Sr изохрона	
	Рс-1700	КБА	350 1	Rb-Sr изохрона	
	Рс-1701	КБМ	342 7	Rb-Sr изохрона	
Юбилейная		Кимберлит, циркон	358	U-Pb	[8]
Сытыканская		Кимберлит, циркон	384 11	Трековый метод	[13]
		Кимберлит, циркон	344	U-Pb	[8]

свита) и силлами базальтов нижнего триаса. Ксенолиты осадочных пород ряда трубок содержат органические остатки среднего палеозоя, из которых наиболее молодыми являются средне-позднедевонские (позднеживетские—раннефранские) кораллы из трубки Айхал и позднедевонские (вероятно, раннефранские) споропыльцевые остатки (трубка Юбилейная). Наиболее ранний коллектор минералов-спутников алмаза — катская свита [4]. Таким образом, по геологическим данным формирование кимберлитовых тел в пределах Алакит-Мархинского поля происходило не позднее позднефаменского и раннетурнейского веков (364—350 млн.лет).

Среднепалеозойский возраст кимберлитовых тел поля подтверждается и полученными авторами Rb-Sr датировками кимберлитов, и известными данными из литературных источников (см. табл. 2). Основная масса значений изотопных возрастов лежит в интервале 350—370 млн.лет. Наиболее древние цифры изотопных дат (410—430 млн.лет) получены для кимберлитовых автолитовых брекчий трубки Акар-С и автолитов из кимберлитовых массивных брекчий из трубки Комсомольская (см. табл. 2). Не исключено, что эти датировки отвечают определенному этапу кимберлитового магматизма в пределах кимберлитовой провинции. В частности, аналогичные значения

3. Средние значения параметров Rb-Sr систематики алмазоносных и убого алмазоносных кимберлитовых тел Алакит-Мархинского кимберлитового поля

Параметры	Алмазоносные		Убого алмазоносные	
	Среднее	Пределы колебаний	Среднее	Пределы колебаний
<i>Валовый состав основной связующей массы</i>				
^{87}Rb	6,229 5,804	2,937—22,361	8,966 5,923	1,124—20,376
^{86}Sr	39,511 22,482	18,276—88,504	55,23 35,0823	30,854—144,267
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0,2237 0,1441	0,0602—0,5744	0,1248 0,0980	0,0317—0,4026
<i>Силикатная фракция</i>				
^{87}Rb	15,982 11,916	4,090—41,188	10,700 7,785	1,348—30,082
^{86}Sr	9,4494 11,433	0,936—40,530	9,206 14,786	0,929—64,830
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	3,2920 3,0401	0,1812—9,4802	2,7646 2,7456	0,2559—8,8247
<i>Карбонатная фракция</i>				
КФ, %	40,46 18,69	18,89—83,25	30,52 10,60	15,18—50,59
^{86}Sr	113,154 58,538	38,569—208,731	224,382 133,516	64,241—448,503

были получены U-Pb методом по цирконам (SHRIMP) [21] для кимберлитов из полей: Чомурдахского (тело АН-180 — 436 млн.лет, трубка Хаягарстах — 421 млн.лет), Восточно-Укукитского (тела: АН-165 — 424 млн.лет, АН-152 — 419 млн.лет, АН-134—408 млн.лет), Западно-Укукитского (трубка Ореховая — 408 млн.лет) и Мерчемденского (тело 5 — 428 млн.лет, Восток-6 — 419 млн.лет). Неожиданно молодые датировки получены для трубки Радио-волновая: авторы К-Ar методом 242—272 млн.лет и 229 млн.лет — U-Pb возраст циркона [21].

Анализ характера Rb-Sr систематики кимберлитов поля дает следующую картину. Распределение Rb и Sr в валовом составе основной связующей массы кимберлитов относительно неравномерное (табл. 3). Если содержания Rb (1,124—22,361 мкг/г) в алмазоносных и убого алмазоносных кимберлитах поля лежат в одинаковых пределах и имеют близкие средние значения (6,229 5,804 и 8,966 5,923 мкг/г, соответственно), то по содержанию Sr (18,276—144,267 мкг/г) алмазоносные кимберлиты имеют в среднем более низкие концентрации элемента (39,511 22,482 мкг/г) чем убого алмазоносные (55,230 35,082 мкг/г). Соответственно они незначительно различаются и по величине $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ с относительно повышенным значением в алмазоносных кимберлитах (см. табл. 3).

Силикатная фракция кимберлитов относительно валового состава основной связующей массы характеризуется в целом более высоким и неравномерным содержанием Rb (1,348—41,188 мкг/г) и более низ-

ким и неравномерным содержанием Sr (0,929—64,83 мкг/г). Средние содержания рубидия в силикатной фракции основной связующей массы алмазоносных кимберлитов составляет 15,982 11,916 мкг/г, что несколько больше чем аналогичная величина в убого алмазоносных породах (10,700 7,785 мкг/г). По содержанию стронция в силикатной фракции эти породы практически не различаются (9,449 11,433 и 9,206 14,786 мкг/г, соответственно). Величины $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ для силикатной фракции основной связующей массы достаточно высокие и превышают таковые для валового состава ОСМ кимберлитов (0,18—9,48). Они в среднем немного выше для алмазоносных кимберлитов (см. табл. 3).

Основным концентратором стронция в кимберлитах является карбонатная фракция, содержание которой по результатам процедуры выщелачивания колеблется от 15,18 до 83,25 %. Для кимберлитов алмазоносных тел она составляет в среднем 40,46 18,69% (18,89—83,25%) и для убого алмазоносных тел 30,52 10,60% (15,18—50,53%). Содержание стронция в карбонатной фракции изменяется в широких пределах (64,24—448,50 мкг/г) и распределяется неравномерно не только в пределах кимберлитовых тел, но и между ними (см. табл. 1). Характерно, что по содержанию стронция в карбонатной фракции наблюдается более отчетливое различие между обоими типами кимберлитов. Карбонатная фракция алмазоносных кимберлитовых тел имеет наиболее низкие содержания стронция (38,57—208,73 мкг/г), которые в среднем составляют 113,154 58,538 мкг/г. Средние содержания стронция в

карбонатной фракции убого алмазоносных кимберлитов — 224,38 133,52 мкг/г (64,242—448,503 мкг/г). Неожиданным явилось обнаружение в карбонатной фракции относительно повышенных содержаний Rb до 36,212 мкг/г. Этот элемент не входит в структуру карбонатных минералов и его наличие в карбонатной фракции, вероятно, связано с процедурой выщелачивания основной связующей массы и выносом в выщелат рубидия, находящегося в силикатной фракции в слабосвязанной форме в межзерновом пространстве. Вместе с ним в выщелат карбонатной фракции из силикатной фракции, возможно, поступает и часть радио-генного стронция, обуславливая фиктивное «омоложе-ние» Rb-Sr дат (см. табл. 1, образцы Рс-1557 и Рс-1605). Таким образом, распределение стронция в валовом со-ставе основной связующей массы главным образом контролируется долей карбонатной фракции и содер-жанием стронция. Между содержанием стронция в карбонатной фракции и валовом составе основной свя-зующей массы наблюдается отчетливая положитель-ная зависимость (рис. 1). Несмотря на частичное пере-крытие полей распределения фигуративных точек со-ставов кимберлитов алмазоносных и убого алмазонос-ных тел они ложатся в определенные поля.

Первичные изотопные отношения Sr (I_0) в основ-ной связующей массе кимберлитов изменяются в ши-роких пределах 0,70415—0,70950 и неотчетливо группируются в следующих интервалах: 0,7041—0,7045, 0,7055—0,7070 и 0,7075—0,7095. Все это свидетельствует о значительной Sr-изотопной гете-рогенности кимберлитов поля, наблюдаемой даже в пределах одного тела (см. табл. 1). Природа такой

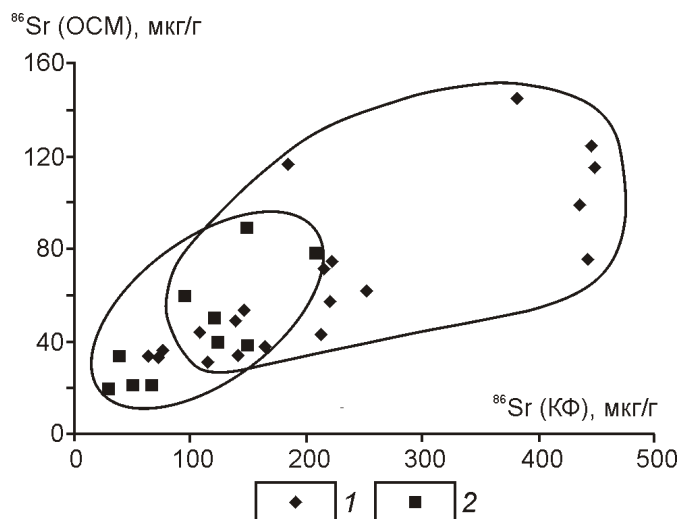


Рис. 1. Распределение содержания стронция между кар-бонатной фракцией и валовым составом основной свя-зующей массы кимберлитов тел Алакитского поля:

1 — убого алмазоносных, 2 — алмазоносных

изотопной гетерогенности недостаточно ясна и в большой степени, вероятно, связана с процессами смешения первичных, возможно, изначально гете-рогенных мантийных магм при подъеме их к по-верхности и на уровне становления. Как видно из табл. 1, образцы с высоким содержанием стронция в карбонатной фракции имеют наиболее низкие I_0 и, вероятно, характеризуют протолиты, из которых вы-плавливались кимберлиты. Наиболее сильная вариация значений I_0 свойственна кимберлитам алмазоносных тел (рис. 2). Характерно, что по соотношению строн-

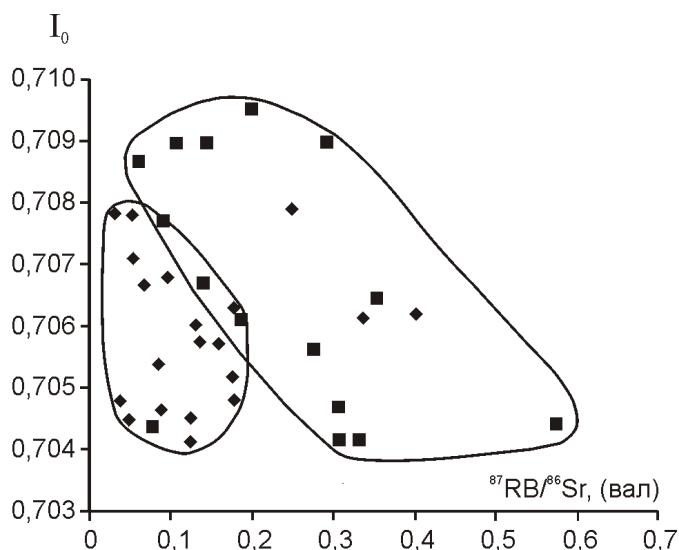


Рис. 2. Зависимости между величиной $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и значениями первичного изотопного состава стронция убого алмазоносных и алмазоносных кимберлитов Алакитского поля:

см. услов. обозн. к рис. 1

ция в валовом составе основной связующей массы кимберлитов и их величине первичного изотопного отношения кимберлиты алмазоносных и убого алмазоносных тел формируют два самостоятельных поля с незначительным перекрытием (см. рис. 2).

Таким образом, проведенные исследования позво-ляют сделать предварительные выводы о характере Rb-Sr изотопной системы одновозрастных кимберли-тов алмазоносных и убого алмазоносных тел Алакит-Мархинского поля. Как видно из изложен-ных материалов, по величине изученных параметров изотопных систем кимберлитов между теми и други-ми существуют как черты сходства, так и некоторого различия. Наиболее отчетливые различия между кимберлитами алмазоносных и убого алмазоносных тел наблюдаются по содержанию стронция в валовом составе и карбонатной фракции основной связующей массы (см. табл. 3 и рис. 1) и, в какой-то степени, по соотношению величин Rb/Sr со значениями первич-ного изотопного состава стронция (см. рис. 2). Не-

большая выборка изученных образцов из каждого кимберлитового тела не позволяет пока уверенно судить о типохимизме Rb-Sr систем кимберлитов для прогнозной оценки их алмазности. Однако предполагается, что это направление исследований является перспективным и требует дальнейшего изучения других полей, в которых локализуются разновозрастные алмазные и неалмазные кимберлитовые тела.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы РАН 14.1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агашев А.М., Похиленко Н.П., Толстов А.В. и др. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутской алмазной провинции // Докл. РАН. 2004. Т. 399. № 1. С. 95—99.
2. Благулькина В.А. Петрохимические типы кимберлитов Сибири // Советская геология. 1969. № 7. С. 82—97.
3. Бородин Л.С., Лапин Ф.В., Пятенко И.К. Петрохимия и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. —М.: Наука, 1976.
4. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма Северо-востока Сибирской платформы. —Якутск, 1984.
5. Брахфогель Ф.Ф., Ковальский В.В. Возраст кимберлитовых тел Сибирской платформы // Советская геология. 1978. № 4. С. 133—139.
6. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. —Новосибирск: Наука, 1997.
7. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г., Минин В.А. Редкие земли и другие малые элементы в свете структурных особенностей кимберлитов и их алмазности (на примере трубки Айхал) // Геология алмазов — настоящее и будущее. —Воронеж, 2005. С. 773—784.
8. Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 1. С. 175—179.
9. Добрецов Н.Л., Зуенко В.В., Харьков А.Д. Факторы и типы алмазных кимберлитов трубок Якутии // Геология и геофизика. 1972. № 7. С. 31—39.
10. Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И. и др. Геохронология и изотопная геохимия карбонатов Якутии. —Якутск, 1992.
11. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францесон Е.В. Геохимия кимберлитов. —М.: Недра, 1978.
12. Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамен Л.М. и др. Определение U-Pb возрастов перовскитов из Якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. С. 91—99.
13. Комаров А.Н., Илупин И. П. Геохронология кимберлитов Сибирской платформы по данным метода треков // Геохимия. 1990. № 3. С. 365—372.
14. Кривонос В.Ф. Петрохимический критерий алмазности разновозрастных кимберлитов и лампроитов // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 2. С. 188—200.
15. Кривонос В.Ф. О связи алмазности кимберлитов с их петрохимией и возрастом // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений. —Симферополь: «Крым-Фарм-Трейддинг», 1999. С. 84—88.
16. Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазности. —Л.: Недра, 1965.
17. Милашев В.А. Физико-химические условия образования кимберлитов. —Л.: Недра, 1972.
18. Сарсадских Н.Н., Благулькина В.А., Силин Ю.И. Об абсолютном возрасте кимберлитов Якутии // Докл. АН СССР. 1966. Т. 168. № 2. С. 420—423.
19. Смелов А.П., Тимофеев В.Ф., Зайцев А.И. Строение, этапы становления фундамента Северо-Азиатского кратона и фанерозойский кимберлитовый магматизм // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. —Мирный, 2003. С. 186—191.
20. Фелелов Н.Н., Костровицкий С.И., Заруднева Н.В. Изотопный состав Pb в кимберлитах России // Геология и геофизика. 1992. № 11. С. 102—107.
21. Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P. The Siberian lithosphere traverse: mantle terrains and the assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics. 1999. 310. Pp. 1—35.

Результаты термохимического травления полированных пластинок природного алмаза и перспективы изучения его внутренней структуры на микро- и наноруровне

А.Е.МОЛОТКОВ, В.А.КОТЕГОВ, А.В.ПОПОВ, В.В.БОТВИН, А.П.СМЕЛОВ

Процесс роста монокристаллов в сложной по составу среде часто приводит к образованию в них внутренней зональности [3]. Внутреннее строение кристаллов алмаза, как правило, исследуется с применением разрушающих методов. Изготовление плоскопараллельных пластинок из центральной части кристалла предоставляет возможность непосредственного наблюдения внутренней морфологии методами оптической и электронной микроскопии [8].

При изучении свойств ростовой зональности методами фрактальной статистики, исследователями [5, 7] поднимается вопрос о введении представления об «элементарных» зонах в кристалле как неких структурных единицах. Это необходимо для корректной интерпретации следов ростового процесса. Попытке определения таких «элементарных» зон в монокристаллах природного алмаза посвящена данная публикация.

Характеристика образцов. Для экспериментального исследования были отобраны два монокристалла алмаза из коллекции ИГАБМ СО РАН. Образец 6036 — округлый додекаэдр с октаэдрической ростовой зональностью из россыпного месторождения бассейна р.Эбелях и образец 1578 — октаэдр с

октаэдрической ростовой зональностью из кимберлитовой трубки Мир. Оба образца прошли размерную обработку. На распиловочном станке СРН-201 были вырезаны плоскопараллельные пластины по двум параллельным плоскостям (110), что и показано на рис. 1, А, Д). Срезы полученных пластин подверглись шлифовке и полировке на шлифовальном круге типа «юла» шаржированным алмазным порошком АСМ 10/20. Выбор кристаллографических плоскостей среза обусловлен геометрией внутренних ростовых зон кристалла алмаза. Поскольку плоскости октаэдрических зон роста алмаза ориентированы к плоскости среза (110) под углом близким к прямому, направление среза по плоскости (110) обеспечивает наиболее информативный доступ исследователя к ростовой структуре кристалла, раскрывая наибольший объем для оптических наблюдений и площадь для наблюдения поверхности [1].

Внутренняя морфология полученных плоскопараллельных пластин была изучена с помощью оптического микроскопа Olympus SZX-12, с применением двойного лучепреломления [2], что и видно на рис. 1, Б, Е. Это выявило наличие напряжений во всем объеме образца 6036, свидетельствующих о воз-

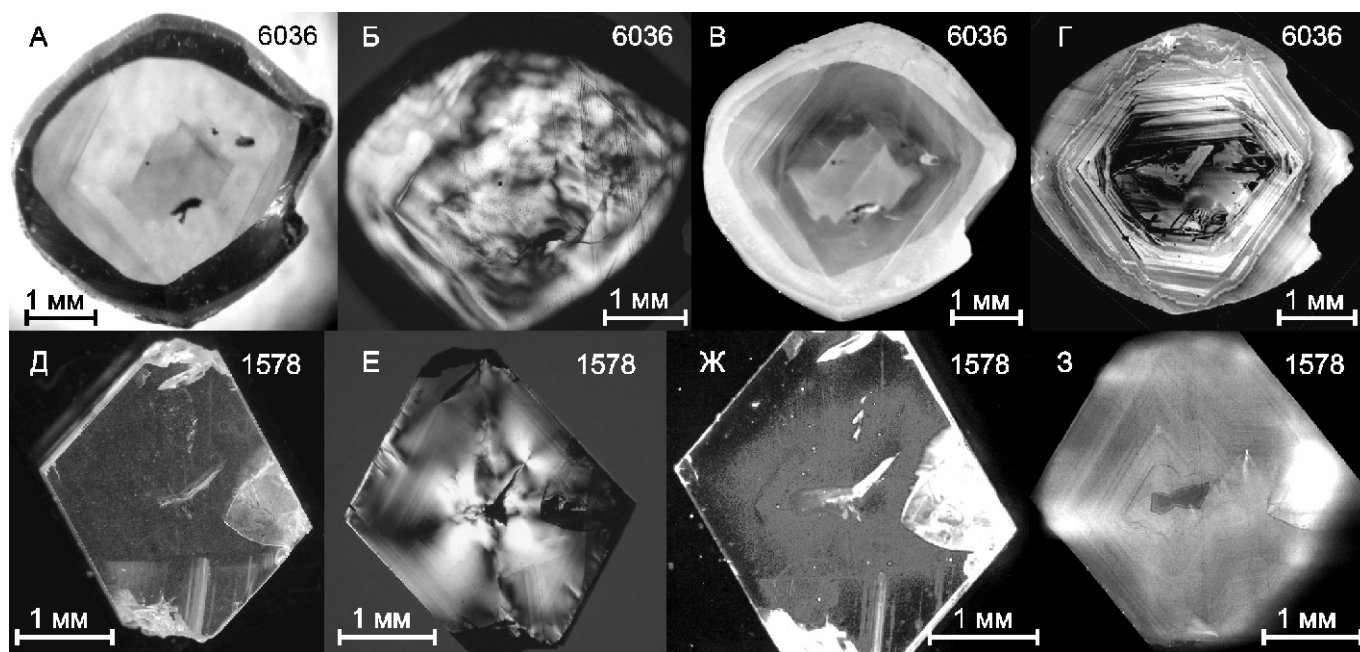


Рис. 1. Вид плоскопараллельных пластинок из центральной части кристаллов алмаза:

А, Б, В, Г — образец 6036, бассейн р.Эбелях; Д, Е, Ж, З — образец 1578, трубка «Мир»; А — в проходящем свете; Б, Е — в проходящем поляризованном свете; В, Ж — фотоллюминесценция; Г, З — катодоллюминесценция; Д — в отраженном свете

можных пластических деформациях. В пластинке, изготовленной из данного образца, ростовая неоднородность наблюдается в оптическом диапазоне длин волн, что не характерно для подавляющего большинства монокристаллов алмаза. Центральный дефект в образце 1578 также сопровождается внутренними напряжениями, но незначительными. Это позволило установить наличие хорошо развитой ростовой зональной структуры. Наблюдения методами фото- и катодолуминесценции подтвердили наличие тонкой ростовой зональности в образце 1578 и выявили ее в образце 6036. Оба кристалла имеют октаэдрическое строение ростовой зональности, что видно на рис. 1, В, Г, Ж, З. Фиксация картин фотолуминесценции проводилась с использованием ультрафиолетового осветителя ОИ-18 при установленном светофильтре УФС 6-5 с максимумом пропускания волн длиной 360 нм. Визуальное свечение образцов было недостаточным для непосредственного наблюдения, поэтому использовалось длительное (20 с) экспонирование [6] на матрицу цифровой камеры Olympus C-5060WZ с чувствительностью эквивалентной 200 ISO единиц.

Катодолуминесцентные топограммы (см. рис. 1, Г, З) были получены на электронном сканирующем микроскопе JEOL JSM-6480LV с приставкой Gatan MiniCL. Следует отметить, что для успешного наблюдения необходим индивидуальный подход к каждому образцу алмаза и токопроводящему напылению, которое снимает поверхностный заряд. Наблюдаемый в электронный микроскоп алмазный материал имеет исключительно сильную способность к накоплению электрического заряда, что делает невозможным наблюдение его поверхности без подходящего покрытия. В нашем случае образец 1578 был покрыт толстым (50 нм) углеродным напылением, а образец 6036 тонким (5 нм) золотым.

Методика термохимического травления. Следующим этапом подготовки пластинок алмаза для исследования внутренней структуры стало термохимическое травление их поверхности. Пластинка 6036 травилась в эвтектической смеси 62% Li_2CO_3 и 38% K_2CO_3 при температуре 600 °С с выдержкой 22,5 часа. Смесь предварительно плавилась и измельчалась в яшмовой ступке. Травление проводилось в алунов-вой пробирке при высоте столба расплава 25 мм и массе растворяющей навески 3 г. Используемая муфельная печь автоматически поддерживала заданную температуру. После травления пластинка отмывалась в концентрированной соляной кислоте и воде. Для травления образца 1578 использовалась смесь 90% NaCl и 10% Na_2O_2 при температуре 850 °С с выдержкой 70 мин. Травление проводилось в алунов-вой пробирке при высоте столба расплава 8 мм и массе растворяющей навески 1,5 г. После травления и промывки оба образца кипятились в дистиллирован-

ной воде и прошли 20-минутную обработку в ультразвуковой ванне с частотой возбуждающего генератора 44 кГц.

Результаты. Наблюдение в оптический микроскоп при разных увеличениях показало существенные различия результатов травления двух образцов. Травление *пластинки 6036* протекало неоднородно и зависело от положения образца в плоскодонной пробирке. Та поверхность пластинки (рис. 2, I), которой она лежала на дне пробирки растворилась подобно леденцу с «лунным» рельефом, на ней проявились следы образования кристаллической фазы в виде отпечатков длинных игольчатых кристаллов. Вероятно, такой результат обусловлен сложным, энергетически неоднородным процессом растворения в узком пространстве между дном пробирки и прилегающей поверхностью пластинки. Поверхность пластинки, не прилегавшая к дну пробирки, а находившаяся под верхним слоем свободного расплава, имеет другой рисунок. При внимательном рассмотрении можно различить избирательное травление, которое отделяет внешнюю широкую зону от широкой внутренней зоны и центральной части образца (см. рис. 2, II, А). По-видимому, это обусловлено разницей плотности дислокаций в различных зонах роста. При большем увеличении на этой же поверхности видна картина центров растворения поверхности. Можно наблюдать, обычные для монокристалла алмаза дислокационные ямки травления в виде вытянутых по направлению [110] ступенек (см. рис. 2, II, Б). «Звездочки» (см. рис. 2, II, В), вероятно, являются следами тех же процессов, которые и привели к образованию игольчатого рисунка травления на противоположной стороне пластинки. Наблюдение центральной части пластинки (см. рис. 2, II, Г, Д, Е) показывает неоднородность травления не только по зонам роста, но и по блокам внутренних напряжений кристалла, что также можно связать с неравномерностью плотности дислокаций в соседних блоках.

Поверхности пластинки 1578 после травления выглядят типично для правильного, октаэдрического кристалла алмаза (рис. 3, А, Б). По всей площади среза установлено довольно равномерное распределение ямок травления в виде вытянутых по направлению [110] ступенек. Некоторая неоднородность, скученность ямок травления не имеет определенной системы и может быть связана с образованием узлов конвективных потоков расплава растворителя, наподобие ячеек Бенара [4]. На стороне, прилегавшей к дну пробирки «придонный» эффект выражен лишь в меньшем количестве и размере таких же ступенек травления, что и на свободной стороне.

Наблюдение поверхности среза пластинки 1578 с помощью электронного микроскопа показало аналогичную картину (рис. 4, А, Б). Однако большее (300 000) увеличение (см. рис. 4, В) выявило «вложенность» ступенек травления, что свидетельствует

I

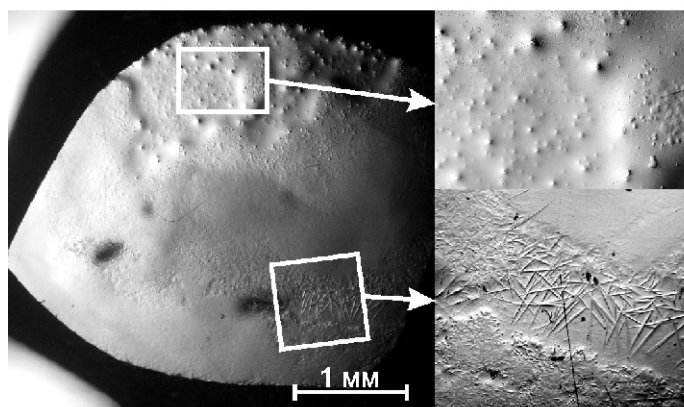
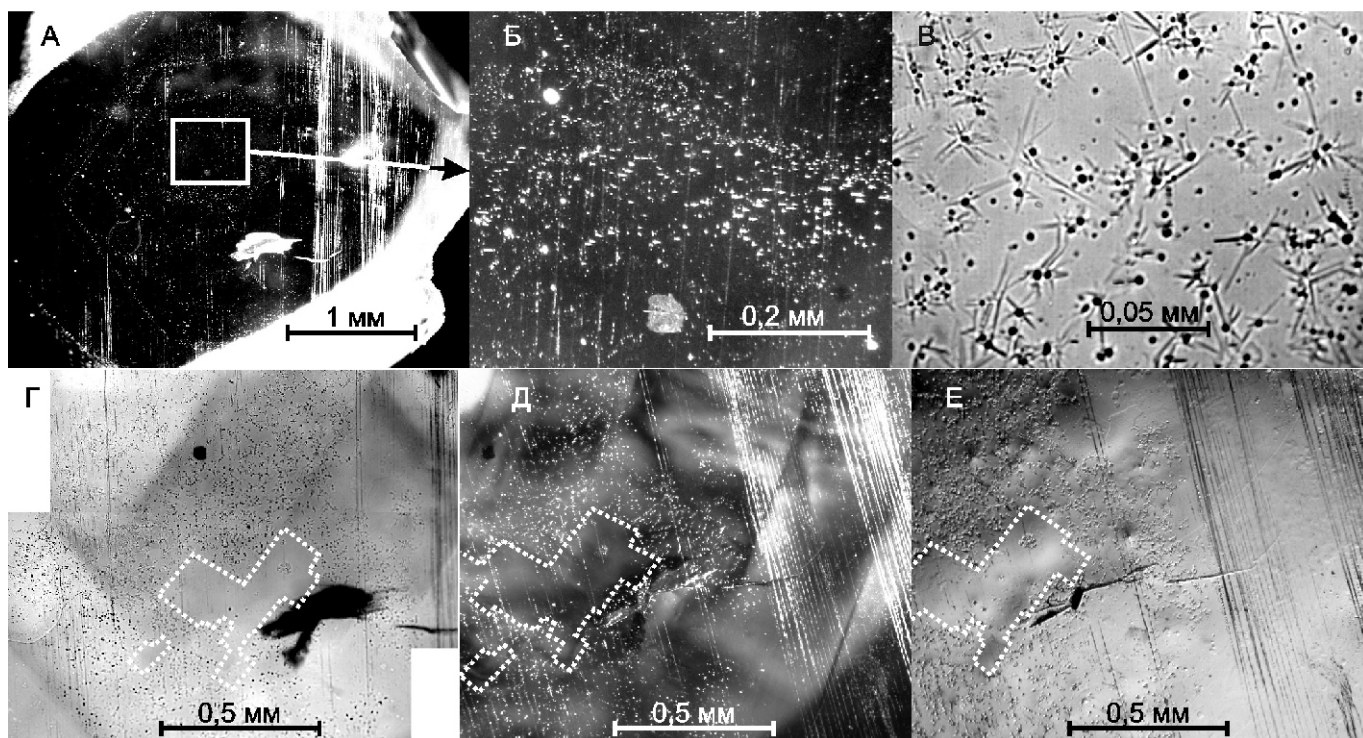


Рис. 2. Рисунки травления на «придонной» стороне (I) и на «свободной» поверхности (II) пластинки 6036:

А — высокий контраст показывает избирательное травление по границам зон; Б — центральная часть с ямками травления в виде вытянутых вдоль направления $[110]$ ступенек; В — ямки травления в виде «звездочек»; центральная часть при различном освещении, пример одного из «гладких» блоков — область выделенная пунктиром: Г — проходящий свет; Д — комбинация отраженного света с поляризованным; Е — косое отраженное освещение

II



о перспективности дальнейшего травления, с целью поиска закономерной неоднородности дислокаций на плоскости среза. Наблюдения проводились в ночное время, когда интенсивность паразитных наводок на элементы электронного микроскопа минимальна.

Тонкое золотое покрытие образца было выполнено на установке вакуумного напыления JEOL JEE-420.

Попытки наблюдать поверхность алмазных пластинок после травления при еще больших увеличениях в туннельный микроскоп SMM-2000T не дали ре-

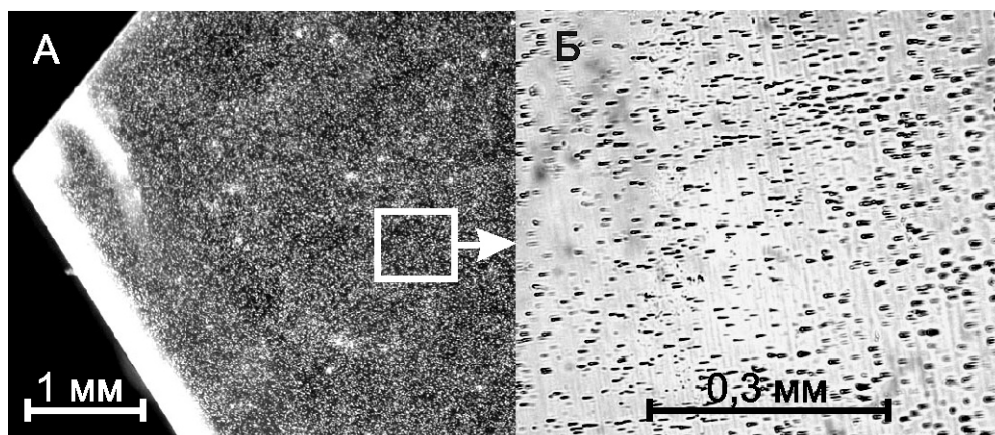


Рис. 3. Часть протравленной поверхности пластинки 1578:

А — в отраженном свете; Б — в проходящем свете

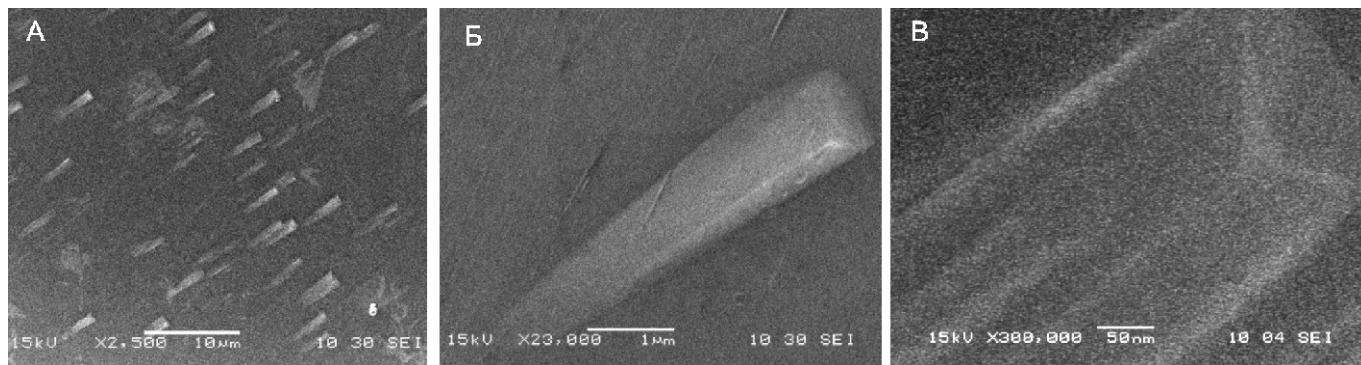


Рис. 4. Ступеньки травления поверхности образца 1578, полученные с помощью электронного микроскопа:

увеличение: А — 2 500; Б — 23 000; В — 300 000

зультатов в силу того, что тончайшее дисперсное токопроводящее напыление не проводит достаточно тока при низких напряжениях туннельного микроскопа (около 1В).

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Полученные авторами картины зонального, избирательного травления алмаза показывают направление дальнейших работ по определению «элементарных» зон, как структурных элементов истории роста кристалла. Успех в этих исследованиях зависит от тщательного подбора методик травления, позволяющих получить более детальные картины растворения поверхности среза алмаза. Представляется логичным предположение о существовании связи между неравномерностью вхождения примесей и неоднородностью дислокационной структуры основного материала на микро- и наноуровне.

2. Сложный рисунок на поверхности образца 6036 требует выяснения причин его появления. Они могут заключаться в особенностях примесного состава и структуры, но также могут быть связаны исключительно с неоднородностью внутренних напряжений. Микропримесный состав далее будет изучаться методом катодолюминесцентной спектроскопии.

3. По мнению авторов, относительно ненапряженные кристаллы, подобные образцу 1578, предпочи-

тельнее для выявления «элементарных» ростовых зон. Детальные картины травления могут показать закономерность распределения дислокаций по зонам роста, связанную с распределением микропримесного состава в зональной структуре.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бескрованов В.В. Онтогения алмаза. —Новосибирск: Наука, 2000.
2. Варшавский А.В. Аномальное двупреломление и внутреннего морфология алмаза. —М.: Наука, 1968.
3. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогения минералов. —М.: Наука, 1975.
4. Кикоин И.К. Опыты в домашней лаборатории. Библиотечка «Квант». Вып. 4. —М.: Наука, 1980.
5. Молотков А.Е. Шум мерцания в ростовой зональности кристаллов природного алмаза // Отечественная геология 2007. № 5. С. 74—77.
6. Молотков А.Е., Котегов В.А., Павлушин А.Д. Новый метод наблюдения картины фотолуминесценции природного алмаза со слабым визуально недоступным свечением // Отечественная геология 2005. № 5. С. 48—49.
7. Ракин В.К., Кузнецов С.К., Мамвеев Д.В. Зональность кристаллов и хаос // Сыктывкарский минер. сб. № 26. —Сыктывкар, 1997. С. 45—50.
8. Bulanova G.P., Varshavsky A.V., Kotegov V.A. A venture into the interior of natural diamond: genetic information and implications for the gem industry // Journal of Gemmology. 2005. Vol. 29. № 7/8. Pp. 377—386.

Происхождение включений в алмазе различных парагенезисов минералов

В.С.ШКОДЗИНСКИЙ

Состав включений в алмазах широко используется для типизации, выяснения возраста и генезиса этого минерала. Общеизвестно подразделение включений на перидотитовый и эклогитовый парагенезисы минералов. По господствующей в настоящее время ксеногенной гипотезе образования алмаза присутствие включений данных парагенезисов обусловлено кристаллизацией этого минерала соответственно в перидотитах и эклогитах и захватом его кимберлитовыми и лампроитовыми магмами при гипотетических процессах дезинтеграции мантийных пород.

Однако таким генетическим представлениям противоречит одновременное присутствие в некоторых кристаллах алмаза включений как эклогитового, так и перидотитового парагенезисов [4]. С учетом невозможности перемещений в твердой мантии алмазов из перидотитов в эклогиты и наоборот сонахождение этих парагенезисов в одном и том же кристалле свидетельствует о формировании их не путем захвата из мантийных пород, а из эволюционирующей по составу среды. Единственно возможной такой средой в условиях реальной высокотемпературной бедной летучими компонентами мантии является расплав.

Гипотезе заимствования включений из соответствующих по составу мантийных пород противоречат также многочисленные различия алмазов из мантийных ксенолитов и кимберлитов. Так, для алмазов из эклогитов менее типично присутствие включений и признаков пластических деформаций, чем для алмазов из кимберлитов. Они не имеют признаков растворения, среди них нет округлых кристаллов [10] и почти не встречаются алмазные агрегаты [8], типичные для кимберлитов. В мантийных ксенолитах кристаллы алмаза чаще всего представлены октаэдрами, комбинационными формами и кубами. По данным В.В.Бескрованова [1], алмазы ксенолитов в основном состоят из высокодефектного вещества, характерного для центральных частей кимберлитовых алмазов. В алмазах из кимберлитов существуют также резко зональная промежуточная и малodeфектная периферийная области. В алмазах из ксенолитов чаще встречаются искажения морфологии кристаллов [8].

В алмазах из кимберлитов установлено присутствие включений карбонатных минералов, раскристаллизованных карбонатитовых расплавов [2, 4], которые обычно не встречаются в ксенолитах алмазоносных перидотитов и эклогитов. В омфацитах из алмазов эклогитового парагенезиса содержание K_2O 1,5—1,9% [2]. Это примерно в 2—2,5 раза больше максимального количества этого компонента в клинопироксенах эклогитов. Гранаты во включениях в алмазах беднее кальцием [11] по сравнению с грана-

тами эклогитов. Температура образования минералов перидотитовой ассоциации во включениях в алмазах в среднем примерно на 100 °С ниже, чем минералов алмазоносных ультраосновных ксенолитов [3].

Ранее было установлено существование зависимости кристалломорфологии алмазов от состава вмещающих их кимберлитов и на основе этих и других данных разработана модель кристаллизации этого минерала в процессе фракционирования перидотитового слоя магматического океана при формировании кимберлитовых остаточных расплавов [16]. По этой модели при фракционировании увеличивались вязкость и степень пересыщения остаточных расплавов углеродом, что приводило к эволюции формы кристаллов алмаза от октаэдрической к додекаэдрической и затем к кубической. Позже всего формировались богатые включениями внешние зоны алмазов V и VII разновидностей и алмазные агрегаты. В процессе образования кимберлитовых магм путем декомпрессионного переплавления кимберлитовых субстратов морфология формировавшегося небольшого количества алмазов изменялась в обратной последовательности. При таком происхождении состав включений в алмазах в основном отражает эволюцию остаточного расплава при фракционировании и должен коррелироваться с составом вмещающих кимберлитов.

Такая корреляция действительно хорошо проявлена [15]. Содержание эклогитового парагенезиса во включениях очень сильно возрастает от примерно 0,5% при среднем содержании кремнекислоты в кимберлитах 29—95% при количестве ее в лампрокимберлитах 60%. К такому же возрастанию доли включений эклогитового парагенезиса приводит увеличение в трубках среднего содержания глинозема от 2,4 до 5% и уменьшение количества магнезии в этих породах в среднем с 22 до 9%. Снижение доли октаэдров и возрастание содержания додекаэдров и разновидностей II—VIII, по Ю.Л.Орлову, среди алмазов по мере эволюции состава расплава от перидотитового к кимберлитовому и лампроитовому при фракционировании является причиной присутствия преимущественно перидотитового парагенезиса включений в октаэдрических кристаллах алмаза, эклогитового — в ромбододекаэдрических [7].

Это же определяет сильное увеличение среднего содержания включений эклогитового парагенезиса в алмазах от 0,5 до 93% по мере уменьшения в кимберлитовых трубках доли октаэдров с 32 до 1% (рис. 1). К примерно такому же возрастанию содержания эклогитового парагенезиса во включениях приводит увеличение доли додекаэдров среди алмазов в

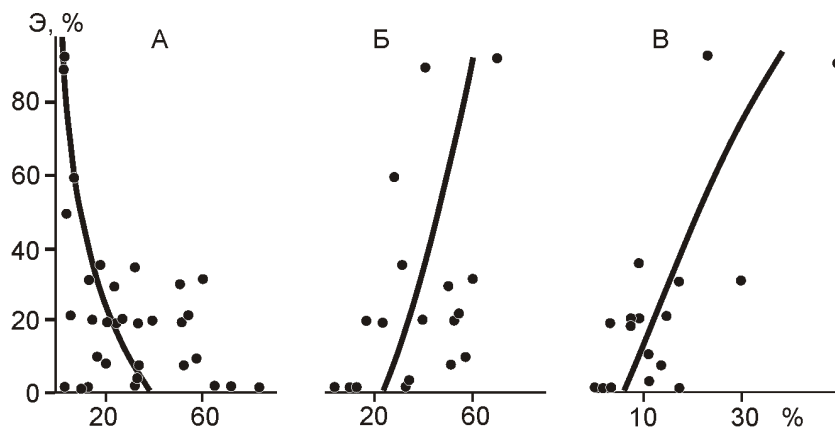


Рис. 1. Соотношение содержания эклогитового парагенезиса во включениях (Э) в алмазах с долей среди них октаэдров (А), додекаэдров (Б) и разновидностей II—VIII (В). По данным работ [7, 12]

среднем от 25 до 60% и суммарной доли других разновидностей алмаза от 6 до 38%.

Относительно высокое содержание никеля в алмазах с перидотитовым парагенезисом включений и низкое — в алмазах с эклогитовым парагенезисом [7] подтверждает формирование этих парагенезисов в процессе магматического фракционирования, поскольку количество никеля резко понижается в остаточных расплавах. Облегчение изотопного состава углерода в остаточных расплавах [165] объясняет в среднем более легкий состав углерода в алмазах с эклогитовым парагенезисом включений по сравнению с алмазами, содержащими перидотитовый парагенезис. Рассматриваемая модель образования включений перидотитового и эклогитового парагенезисов в эволюционирующем по составу расплаве хорошо согласуется с упоминавшимся выше присутствием в одних и тех кристаллах алмаза включений обоих этих парагенезисов.

Анализ опубликованных А.И.Зайцевым [6] 36 изотопных датировок включений в алмазах показал, что средний возраст гарцбургитового парагенезиса на 2930 млн.лет древнее возраста трубок, перидотитового — на 2340 млн.лет, лерцолитового — на 1500 млн.лет, эклогитового — на 274 млн.лет (рис. 2). Это очень наглядно подтверждает формирование кимберлитовых остаточных расплавов и различных алмазов при фракционировании перидотитового слоя магматического океана и возникновение включений путем захвата минералов на различных стадиях этого процесса.

В соответствии с моделью образования алмазов при магматическом фракционировании на поздней стадии этого процесса формировались кимберлитовые по составу остаточные расплавы. Поэтому в поздних алмазах (разновидности II—VIII) должны присутствовать включения, отличающиеся по составу от перидотитового и эклогитового парагенезисов и примерно соответствующие по составу парагенезисам различных кимберлитов. В кимберлитах существуют

две магматические серии — карбонатитовая и лампроитовая [14]. В соответствии с составом карбонатитовой серии к карбокимберлитовой разновидности кимберлитового парагенезиса должны относиться включения различных карбонатных минералов, раскристаллизованных карбонатитовых расплавов, очень богатые углекислотой флюидные и флюидно-солевые включения. Согласно составу лампроитовой серии к лампрокимберлитовой разновидности кимберлитового парагенезиса следует относить пироксены и амфиболы повышенной щелочности, флогопит, высокожелезистый гранат, санидин, коэсит, богатые кремнекислотой раскристаллизованные расплавные и существенно водные и водно-солевые флюидные включения.

Включения такого состава давно описываются в поздних разновидностях алмазов. В кубках IV разновидности установлено присутствие кальцита, магнезита, доломита, раскристаллизованных карбонатитовых и богатых кремнекислотой (до 70%) и щелочами расплавов [2, 4]. Состав флюидных включений изменяется от очень богатых углекислотой (до 90%) до богатых водой (50—60%) [18]. В таких включениях иногда содержится много солей хлоридов. В разновидности V из россыпей северо-восточной Якутии уста-

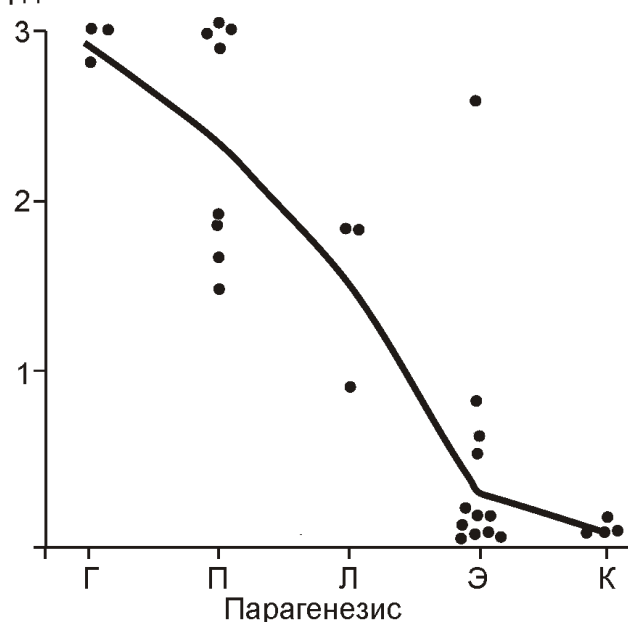


Рис. 2. Уменьшение изотопного возраста включений в алмазе от гарцбургитового (Г) парагенезиса к перидотитовому нерасчлененному (П), лерцолитовому (Л), эклогитовому (Э) и кимберлитовому (К), отражающее изменения состава остаточного расплава при фракционировании перидотитового слоя магматического океана и кристаллизации алмазов. По данным работы [6]

новлены включения санидина и коэсита [5]. В фреамите из африканской трубки Орапа определены магнетит, гематит, омфациит, малохромистый железистый гранат, рутил, пирротин, апатит, флюидные включения [17].

Все эти включения обычно относятся к эклогитовому парагенезису. Однако карбонатные минералы, карбонатитовые расплавы, богатые углекислотой и солями флюиды не характерны для эклогитов мантийных ксенолитов. Поэтому их нельзя относить к эклогитовому парагенезису. В то же время они хорошо соответствуют по составу различным кимберлитам и содержатся в тех разновидностях алмазов, которые кристаллизовались в остаточных расплавах, близких по составу к кимберлитам. Все это свидетельствует о необходимости отнесения их к включениям кимберлитового парагенезиса и о целесообразности выделения этого парагенезиса.

Как видно на рис. 2 к кимберлитовому парагенезису отнесены включения флюида в оболочке и во внутренней части кубоида из трубки Удачная, а также включение перовскита из трубки Сытыканская [6]. Эти образования в среднем всего на 3,4 млн. лет древнее трубок, что подтверждает образование кимберлитового парагенезиса включений в алмазе на самой последней стадии фракционирования перидотитового слоя.

В кимберлитах присутствуют минералы ранних стадий фракционирования (форстерит, хромистые пироп и клинопироксен, пикроильменит). Вследствие близкой плотности их с расплавом при высоком давлении они не полностью отделялись от магм при фракционировании и вместе с ними выжимались в верхние части земной коры. Поэтому эти фазы также могут содержаться в виде включений в алмазах кимберлитового парагенезиса и их присутствие не противоречит кристаллизации содержащих их алмазов в кимберлитовых остаточных расплавах.

Температура ликвидуса базит-ультрабазитовых пород прямо коррелируется с содержанием в них MgO. При среднем количестве этого компонента в гарцбургитах, лерцолитах и эклогитах, соответственно 42, 34 и 10%, температура среды алмазообразования при переходе от алмазов с гарцбургитовым парагенезисом включений к кристаллам с лерцолитовым и эклогитовым парагенезисами, судя по экспериментальным данным [9], должна была снизиться соответственно на 150 и 550 °С за 1,5 и 2,6 млрд. лет. Это примерно согласуется с результатами расчетов динамики остывания постаккреционного магматического океана [13] и подтверждает образование алмазов при процессах его кристаллизации.

Таким образом, установленные корреляция содержания перидотитового и эклогитового парагенезисов включений в алмазах от состава вмещающих их кимберлитов и закономерное уменьшение изотопного возраста включений от гарцбургитового парагенези-

са к лерцолитовому, эклогитовому и кимберлитовому свидетельствуют о формировании кимберлитовых расплавов, алмаза и включений в нем в процессе фракционирования перидотитового слоя магматического океана. Наряду с перидотитовым и эклогитовым парагенезисами целесообразно выделять также кимберлитовый парагенезис включений, характерный для алмазов разновидностей II—VIII.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бескрованов В.В., Спеццус З.В., Малоголовец В.Г. и др. Морфология и физические свойства алмазов из мантийных ксенолитов // Минер. журнал. 1991. № 5. С. 31—42.
2. Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Тальникова С.П., Смелова Г.Б. Природный алмаз — генетические аспекты. — Новосибирск: Наука, 1993.
3. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и Мира. — М.: Геоинформмарк, 2000.
4. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфуни А.С., Михайличенко О.А. Включения в алмазе и алмазоносные породы. — М.: Изд-во. МГУ, 1991.
5. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А. и др. Россыпи алмазов России. — Новосибирск: ГЕО, 2007.
6. Зайцев А.И. О возрасте алмазов Якутской алмазоносной провинции // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 79—85.
7. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. — М.: Недра, 2003.
8. Маракушев А.А., Бобров А.В. Генетические типы алмазоносных горных пород // Геология алмазов — настоящее и будущее. — Воронеж: Изд. ВГУ, 2005. С. 258—241.
9. Сиворонов А.А., Малюк Б.И. Мантийный магматизм раннедокембрийских зеленокаменных поясов и некоторые аспекты формирования ультраосновных расплавов // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. — Новосибирск: Наука, 1983. С. 130—137.
10. Спеццус З.В. Некоторые особенности алмазов в ксенолитах эклогитовых пород и проблема генезиса алмазов в кимберлитах // Минералы группы углерода в эндогенных процессах. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. С. 41—44.
11. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974.
12. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.И. и др. Карбонаты и кимберлиты (взаимоотношения, минерогения, прогноз). — М.: НИИ-Природа, 2005.
13. Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. — М.: Наука, 1985.
14. Шкодзинский В.С. Магматические серии кимберлитов и их алмазоносность // Наука и образование. 2008. № 4. С. 5—9.
15. Шкодзинский В.С., Зайцев А.И. Происхождение алмаза в свете результатов изучения влияния на его свойства состава кимберлитов и лампроитов // Тихоокеанская геология. 2007. № 4. С. 98—109.
16. Jacob D.E., Wirth R., Enzmann F. et al. Constraints on processes of diamond formation from inclusions in polycrystalline diamond (framesite) // 9th IGC Extended Abs. No. 91KC-A-00159, 2008.
17. Zedgenizov D.A., Kagi H., Shatsky V.S., Sobolev N.V. Carbonatitic melts in cuboid diamonds from Udachnaya kimberlite pipe (Yakutia): evidence from vibrational spectroscopy // Mineralogical Magazine. 2004. Vol. 68(1). Pp. 61—73.

Палеозойская базит-ультрабазитовая ассоциация Мунилканского тектонического блока (Верхояно-Колымская орогенная область)

В.А.ТРУНИЛИНА, С.П.РОЕВ, Ю.С.ОРЛОВ

Мунилканский тектонический блок входит в состав Тас-Хаяхтахского антиклинория — окраинной структуры Колымо-Омолонского микроконтинента. Одним из наиболее проблематичных для геологии региона вопросов остается характер фундамента, на котором он развивался. Большинство исследователей склоняется к мнению о наличии в его составе участков океанской коры (в основном для центральных районов микроконтинента) и коры переходного типа (для его периферии) [10], тогда как другие продолжают отстаивать ее типично континентальную природу [8, 12]. А.Д.Чехов [20, 21] развивает концепцию об окраинно-морском характере коры для Северо-Востока Азии в целом, т.е. о наличии среди океанических участков континентального субстрата, а сами «океаны» представляются как крупные глубоководные впадины раздвиговой (рифтогенной) природы в окраинно-морских бассейнах, а не как открытые океанические бассейны.

Одним из главных доказательств существования древних океанических бассейнов на территории Верхояно-Колымской орогенной области служит наличие фрагментов и блоков офиолитов, развитых в бассейне р.Уяндина и в пределах горной системы Черского. При этом предполагается, что здесь мог иметь место, как древний открытый океан, так и параокеанический или задуговой бассейн [14]. В то же время, метаморфизованные базит-ультрабазитовые образования, включаемые в состав офиолитового комплекса, В.М.Мишнин считает выведенными на поверхность фрагментами гигантского расслоенного абиссалиста, аналогичного Бушвельдскому [12]. А.Д.Чехов предлагает именовать их «офиолитоподобными» породами, с учетом того, что нигде в пределах орогенной области не наблюдался полный офиолитовый разрез, ассоциирующие осадочные толщи преимущественно карбонатно-терригенные, а преобладающий тип вулканизма риолит-базальтовый и щелочно-базальтовый, а не толеитовый [20].

Описания офиолитов региона, относимых к метаморфизованным фрагментам океанской коры, обдуцированным на карбонатно-терригенные отложения PZ_{1-2} , выполнены в основном на примере базит-ультрабазитовых ассоциаций Калгынского тектонического блока бассейна р.Уяндина и Мунилканского тектонического блока хр.Тас-Хаяхта [1—4, 13, 14, 22]. Ранее для первой мы показали переходный характер пород и их принадлежность скорее к ассоциации параокеанического бассейна, заложенного на утоненной континентальной коре [20]. В данной статье рассматривается специфика вещественного состава пород базит-ультрабазитовой ассоциации Мунилканского

блока с целью сопоставления ее с эталонными образованиями офиолитового комплекса.

Мунилканский блок метаморфизованных ультраосновных и основных пород локализован в северо-восточной части Тас-Хаяхтахского антиклинория (рис. 1). Здесь наблюдается пакет тектонических пластин, породы в которых деформированы в складки различной сложности.

На первых изданных геологических картах района [5] офиолитовый комплекс не выделялся. Картировались относительно крупные (до 6 км²) сложной формы тела габбро-амфиболитов, залегающие среди известняков и глинисто-известковых сланцев O_{2-3} , в центре сложенные средне- и крупнозернистыми габбро, в контактах — мелко-среднезернистыми, иногда полосчатыми габбро-амфиболитами и серпентинитами.

Впервые офиолитовый комплекс в пределах Верхояно-Колымской области был выделен В.А.Шишкиным для Приколымского поднятия [22], а для хр.Тас-Хаяхта — Ю.В.Архиповым [1]. В нижней части офиолитового комплекса, по Ю.В.Архипову, фиксируется серпентинитовый меланж с линзами и пластообразными телами серпентинизированных ультрамафитов. Средняя часть комплекса сложена в основном полосчатыми амфиболитизированными габбро, верхняя — тонкоплитчатыми амфиболитами. Ассоциирующие метаосадочные породы представлены кристаллическими сланцами (преимущественно известково-сланцевыми и хлорит-серицитовыми) с прослоями туфов основного состава и кремнистых пород. По находкам граптолитов, брахиопод и наUTILOIDЕЙ во вмещающих породах весь комплекс отнесен к среднему ордовику.

Согласно работе [3], офиолитовая ассоциация Мунилканского блока пространственно и структурно связана со среднеордовикскими терригенно-карбонатными породами ирганджинской свиты O_2 . В ее составе установлены аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты и аподиабазовые амфиболиты. Для крупных массивов дается следующая метаморфическая зональность: серпентиниты, развитые в зоне тектонического нарушения — гнейсовидные габбро-амфиболиты — средне- и крупнозернистые меланократовые амфиболитизированные диабазы с выделениями плагиоклаза — мелкозернистые амфиболитизированные диабазы без порфировых выделений — маломощные пластовые тела амфиболитизированных диабазов, чередующиеся с прослоями туфов основного состава. Суммарная мощность пород офиолитового разреза оценивается в 1500—1700 м. Перекрываются они образованиями ирганджинской свиты.

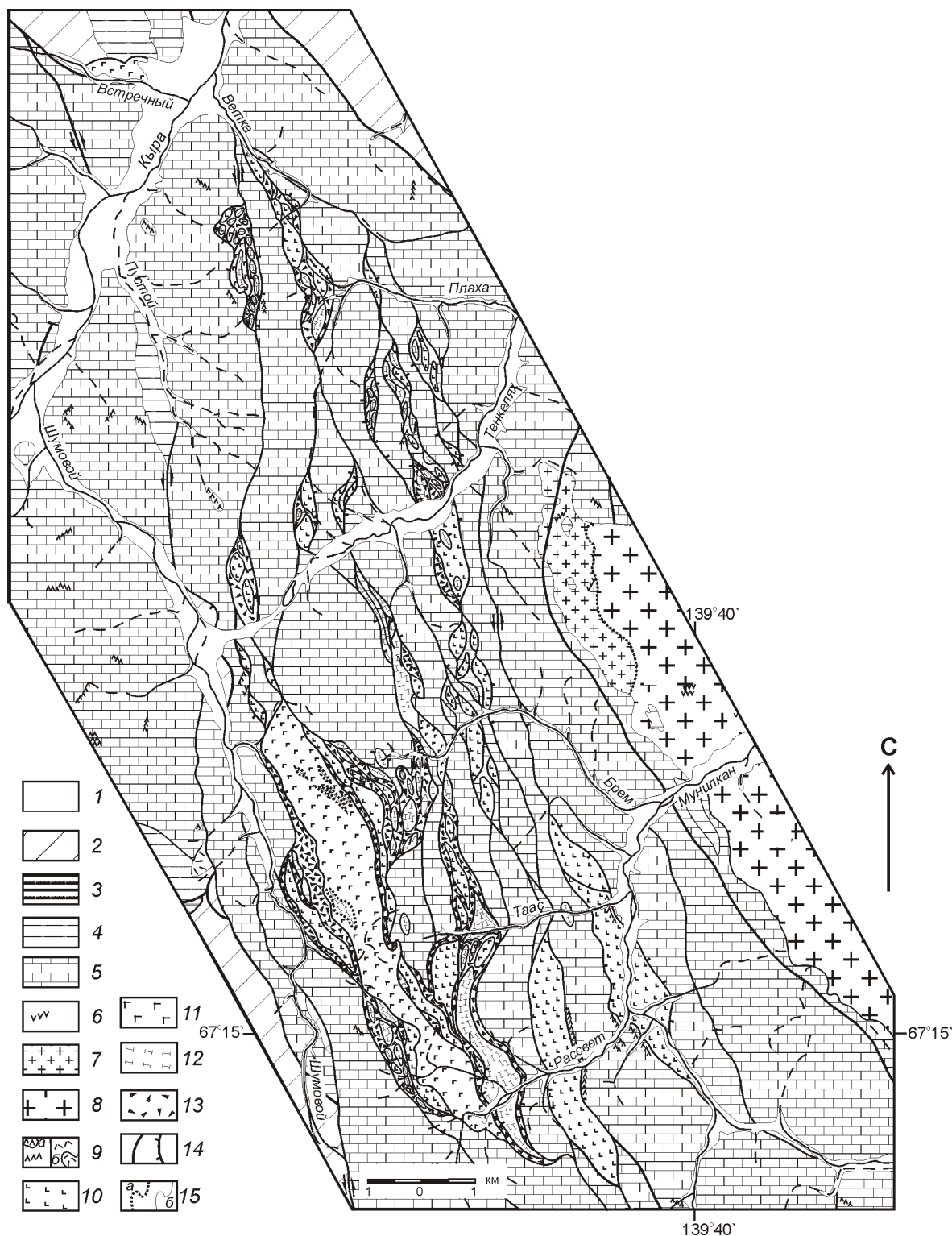


Рис. 1. Схема геологического строения Мунилканского тектонического блока [5]:

отложения: 1 — четвертичные; 2 — J_{2-3} (базальты, андезиты, риолиты, их туфы, спилиты, туфопесчаники, песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты); 3 — D_3 (известняки, доломиты); 4 — S (известняки, доломиты, алевролиты, конгломераты); 5 — O (известняки, доломиты, гипсы); в низах разреза: мраморизованные известняки и доломиты, карбонат-кварц-хлорит-серицитовые и эпидот-хлоритовые сланцы, хлоритизированные и серицитизированные алевролиты; интрузивные образования: 6 — K_2 (дайки габбро, диабазов); раннемеловые гранитоиды: 7 — лейкограниты, 8 — граниты; 9 — малые интрузии и субвулканические тела J_3 ; а — основного и б — кислого составов; Мунилканский мафит-ультрамафитовый комплекс, O_2 ; 10 — метабазальты, амфибол-эпидот-хлоритовые сланцы; 11 — габбро, габбро-амфиболиты; 12 — серпентинизированные ультрамафиты; 13 — тектонический меланж; 14 — тектонические нарушения; 15 — геологические границы: а — фациальные, б — разновозрастных образований

По данным В.С.Оксмана [13, 14], офиолиты образуют две полосы ограниченных надвигами и взбросо-сдвигами линзовидных и веретенообразных тел, протягивающиеся на 30 км в северо-западном направлении в междуречье Кыра-Мунилкан. Они составляют тектонический покров из пакета деформированных в крупные складки тектонических пластин среди зеленосланцево-метаморфизованных карбонатно-терригенных образований O_{1-2} . В составе офиолитового комплекса выделяются амфиболизированные габбро и амфиболиты, метабазалыты, серпентиниты, офиокальцитовые брекчии, нефриты и родингиты. В западной полосе фиксируется три тектонических пластины. Нижняя сложена серпентинитовым меланжем с фрагментами массивных апогарцбургитовых серпентинитов; средняя — метабазалытами с блоками метаморфических сланцев и офиокальцитовых брекчий; верхняя — амфиболизированными полосчатыми габбро и амфиболитами. В основании всех пластин фиксируется серпентинитовый меланж или серпентиниты. Между нижней и средней пластинами зажаты блоки известняков мощностью до 100 и длиной до 1500 м. Восточная полоса офиолитов включает одну пластину, сложенную метабазалытами и рассланцованными серпентинитами и серпентинитовым меланжем.

Авторы наблюдали метаморфизованные ультраосновные и основные породы Мунилканского блока в верховьях р.Кыра и по ее притокам — ручьи Шумовой и Встречный, а также в верхних притоках р.Мунилкан — ручьи Рассвет и Брем. Все они приурочены к системам крупных разломов. Единичные мелкие тела палеозойских габброидов и маломощные покровы базальтоидов отмечены также в пределах выходов ирганджинской свиты в бассейне р.Ойосордоох, на удалении от основных выходов ультрабазит-базитовой ассоциации.

В междуречье Кыра—Шумовой вскрываются мощные пластовые тела амфиболизированных оливин-пироксеновых габбро с многочисленными неправильной формы ксенолитами базальтов и пикритов, а в приводораздельной части — пластовые тела полосчатых субщелочных габбро. По руч.Шумовой в нижнем и верхнем контактах мощного (около 200 м) пластового тела габбро фиксируются зоны (от 20 до 100—150 м мощностью) серпентинитового меланжа из хаотически перемешанных обломков массивных и полосчатых серпентинитов, метагабброидов, серпентинизированных пикритов, зеленокаменно измененных базальтов и известково-терригенных пород с разнонаправленными зеркалами и бороздами скольжения (многократные тектонические подвижки) в существенно серпентинитовом цементе. Выше фиксируются также зеленокаменно измененные полосчатые глинисто-известковые породы ирганджинской свиты, залегающие субвертикально. Они перекрыты субгоризонтальным покровом (около 20 м) интенсивно серпентинизированных оливиновых метабазалытов. Разбитые на блоки и диф-

ференцированные покровы серпентинизированных пикритов — оливиновых метабазалытов, переходящих в андезибазальты, и субщелочных метабазалытов—трахиандезибазальтов наблюдались в бассейнах ручьев Рассвет и Брем, где залегание их отдельных блоков среди известняков и глинисто-известковых зеленосланцево-метаморфизованных пород ирганджинской свиты от субгоризонтального до 40° . Следует отметить, что зеленокаменное изменение охватывает и прилегающие к Мунилканскому блоку ниже- среднеюрские (J_{2-3}) осадочные породы. Из этих наблюдений следует, во-первых, что между формированием комплекса ультрабазитов—габброидов и базальтоидов верхних покровов имел место временной разрыв; во-вторых, породы, вмещающие рассматриваемую ассоциацию, не содержат глубоководных осадков; в-третьих, базальтоиды ручьев Брем и Рассвет и приводораздельной части бассейна руч.Шумовой субсогласно перекрываются породами ирганджинской свиты. Все это не согласуется со стратифицированным строением эталонных офиолитовых комплексов.

По руч.Встречный в удалении от основных выходов «офиолитов» в зоне сочленения северо-западного и субширотного разломов на геологической карте масштаба 1:1 000 000 [3] был отрисован блок тектонического меланжа, а на геологической карте масштаба 1:200 000 [5] — выход позднекарбонowego габбро. По наблюдениям авторов, здесь вскрывается тело амфиболизированных габбро, близкое к штокообразной форме. В зоне тектонического нарушения породы интенсивно брекчированы вплоть до мелкообломочных брекчий, по которым развиты карбонат-серпентинитовые метасоматиты. Центральная часть тела сложена двупироксеновыми амфиболизированными габбро, в эндоконтактах переходящими в габбро-долериты. В нижней прирусловой части ручья они контактируют с гематитизированными афанитовыми базальтами, аналогичными наблюдавшимся в ксенолитах габбро по руч.Шумовой и незатронутых серпентинизацией. В северо-западном контакте приапикальной части габброидов залегают зеленокаменно измененные образования ирганджинской свиты: терригенно-карбонатные и туфогенные породы с маломощными покровами интенсивно измененных кислых вулканитов и мощными пластами мраморизованных известняков. Они интенсивно раздроблены и пронизаны крупнокристаллическими карбонатными и кварц-карбонатными жилами. Эта толща перекрыта покровом олигофировых трахибазальтов—трахиандезибазальтов мощностью 20—25 м. В нижней части и вулканиты, и вмещающие породы интенсивно передроблены с развитием по зонам брекчирования существенно серпентинитовых метасоматитов. Этот покров отделен от закартированных севернее юрских отложений мощной зоной конглоб-рекчий.

Ультрамафиты Мунилканского блока преобразованы в серпентиниты, почти целиком сложенные

тонковолокнистым серпентином с примесью актинолита, карбоната, хлорита. Массивные серпентиниты содержат реликты порфировых выделений пироксена и оливина и крупные зерна титаномagnetита. Полосчатые серпентиниты лишены крупных порфировых выделений, рудный минерал в них мелкозернистый или пылевидный. Они образовались, скорее всего, по вулканитам, на что, по данным В.С.Оксмана [14], указывают постепенные переходы от них к относительно слабо затронутым зеленокаменными изменениями пикробазальтам. В центре одного из крупных блоков серпентинита руч.Шумовой авторы отмечают небольшой ксенолит панидиоморфнозернистого клинопироксенита.

Метабазальты, переходящие в андезибазальты, и их субщелочные разности — массивные и миндалекаменные, в верхних частях покровов — пузыристые. В них на фоне темно-бурого разложенного стекла основного состава наблюдаются обычно параллельно-ориентированные тонкие лейсты плагиоклаза и изометричные зернышки серпентинизированного оливина и (или) эпидотизированного пироксена (судя по мелким реликтам клинопироксена). При зеленокаменном изменении базальтов образуются эпидот-альбит-хлорит-актинолитовые сланцы. Как уже было показано, базальтовые излияния предшествовали внедрению габбро, о чем свидетельствует наличие их многочисленных ксенолитов в габбро, и следовали за ним, образуя мощный покров, несогласно перекрывающий породы «офиолитового» комплекса.

Амфиболитизированные габбро, переходящие в габбро-долериты в контактах и в амфиболиты с нарастанием степени изменения, массивные и полосчатые, в центральных частях крупных тел — средне- и крупнозернистые, оливин-клинопироксеновые, реже двупироксеновые. Степень меланократовости от 65% до 40%. Состав плагиоклаза широко варьирует: An_{73-62} в габброидах нормального ряда до An_{52-32} — в субщелочных разностях. В последних и в монцонитах появляется интерстиционный калинатровый полевой шпат. Пироксены частично или полностью замещены амфиболом.

Вследствие интенсивного изменения пород составы первичных минералов ультрамафитов авторам определить не удалось. В.С.Оксман в своей работе [14] приводит только составы хромшпинелидов, которые характеризуются умеренными значениями $Cr/(Cr + Al)$ 0,57—0,62 и $Mg/(Mg + Fe)$ 0,48—0,53 и соответствуют граничным значениям составов хромшпинелидов из метаморфизованных перидотитов офиолитов 0,53—0,86 и 0,1—0,7, соответственно [7]. Клинопироксены в базальтах, трахибазальтах, габбро и субщелочных габбро представлены авгитом, салитом и в единичных зернах эндиопсидом (рис. 2). Клинопироксены пород нормальной щелочности имеют низкую железистость (f 18—26% в базальтах, 11—16% в габбро), при повышенных содержаниях TiO_2

до 1,7 и 1,03%, соответственно, и умеренных — CaO , тогда как клинопироксены габброидов и базальтоидов офиолитового комплекса, как правило, аномально обогащены CaO [6]. В субщелочных габбро установлены более железистый (f 35—40%) авгит и пижонит (f 49,7%), обычно не встречающийся в габброидах офиолитовых комплексов. На диаграмме $En - Fs - Wo$ все точки составов изученных пироксенов располагаются вне полей составов пироксенов пород офиолитовых комплексов. Более поздняя кристаллизация ортопироксенов по отношению к клинопироксенам имеет место при давлении 1800 МПа [17], тогда как магматические породы офиолитовых комплексов кристаллизуются при низких давлениях [7].

Амфиболы принадлежат к кальциевой серии и представлены паргаситом, эденитом, магнезиальной роговой обманкой с f 18—26% в базальтах и 14—47% — в габбро. Все они обладают повышенными содержаниями Na_2O (до 1,74%). В субщелочных породах присутствует ферроэденит (f 43—55%, Na_2O 1,84—2,9%, K_2O 0,07—2,4%). Расчетные (по [26]) значения температур и давлений при кристаллизации амфиболов составляют для пород нормального ряда 723—758 °C и 540—720 МПа, для субщелочных, соответственно, 790—830 °C и 460—600 МПа. Столь

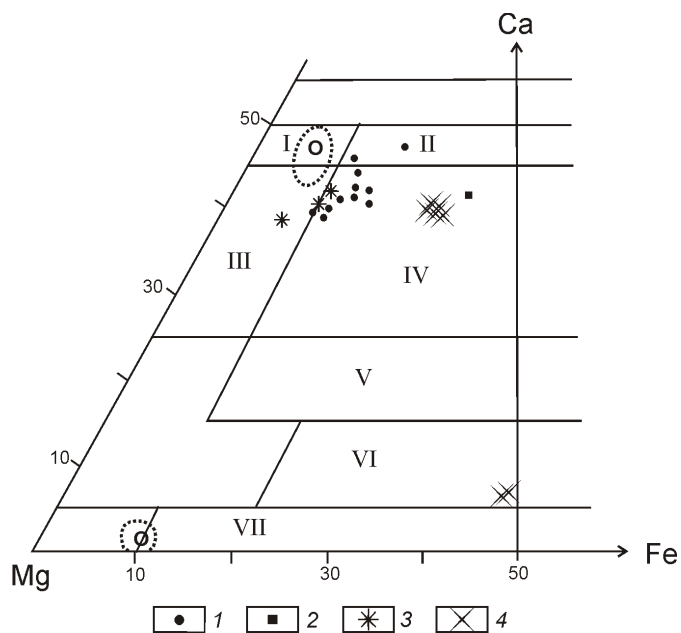
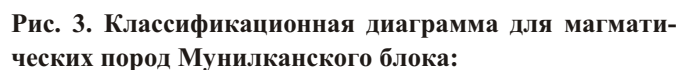


Рис. 2. Составы пироксенов магматических пород Мунилканского блока:

пироксены: 1 — базальты руч.Шумовой, 2 — трахибазальт, 3 — габбро руч.Встречный, 4 — субщелочное габбро водораздела Кыра—Шумовой; поля диаграммы: I — диопсид, II — салит, III — эндиопсид, IV — авгит, V — субкальциевый авгит, VI — пижонит, VII — ортопироксен; O — поля составов пироксенов магматических пород офиолитовых ассоциаций [7]

Составы основных пород различных геодинамических обстановок широко перекрываются, но в целом для офиолитовых ассоциаций они характеризуются пониженными щелочностью, титанистостью и (часто) кремнеземистостью. Преобладают толеиты,



1 — габброиды и 2 — базальтоиды руч.Встречный; 3 — габброиды и 4 — базальтоиды междуречья Кыра—Шумовой; 5 — базальтоиды руч.Брем; 6 — пикробазальты и базальты руч.Рассвет; поля диаграммы [6]: I — пикриты, пикробазальты, II — фойдолиты, базаниты и тефриты, III — габбро, базальт, IV — субщелочное габбро, трахибазальты, V — габбро-диориты, базальтовые андезиты, VI — монцониты, базальтовые трахиандезиты, VII — щелочное габбро, фонотефрит, VIII — диориты, андезиты, IX — кварцевые монцониты, трахиандезиты

менее распространены недосыщенные кремнеземом базальты [7, 11]. По М.И.Кузьмину [9], базальтоиды офиолитовых ассоциаций представлены оливин- и оливин-гиперстен-диопсиднормативными толеитовыми базальтами с редкими нормативными нефелином или кварцем. Расслоенные тела базитов сопровождаются анортозитами и изредка — плагиогранитами [11].

На классификационной диаграмме (см. рис. 3) породы Мунилканского блока образуют дифференцированную серию с вариацией SiO_2 от 42 до 58%, с переходом от пород нормальной щелочности к субщелочным при росте SiO_2 . Расслоенные тела габброидов сопровождаются габбро-монцонитами и монцонитами. Базальты и трахибазальты дифференцируют до андезибазальтов—трахиандезибазальтов. Нормативный состав пород нормального ряда преимущественно диопсид-оливиновый, габбро руч. Встречный — диопсид-гиперстеновый; субщелочные разности — нефелин-диопсид и нефелин-оливин-диопсиднормативные (см. таблицу). На диаграмме $\text{K}_2\text{O}—\text{TiO}_2—\text{P}_2\text{O}_5$ (рис. 4, I) подавляющее большинство точек составов локализо-

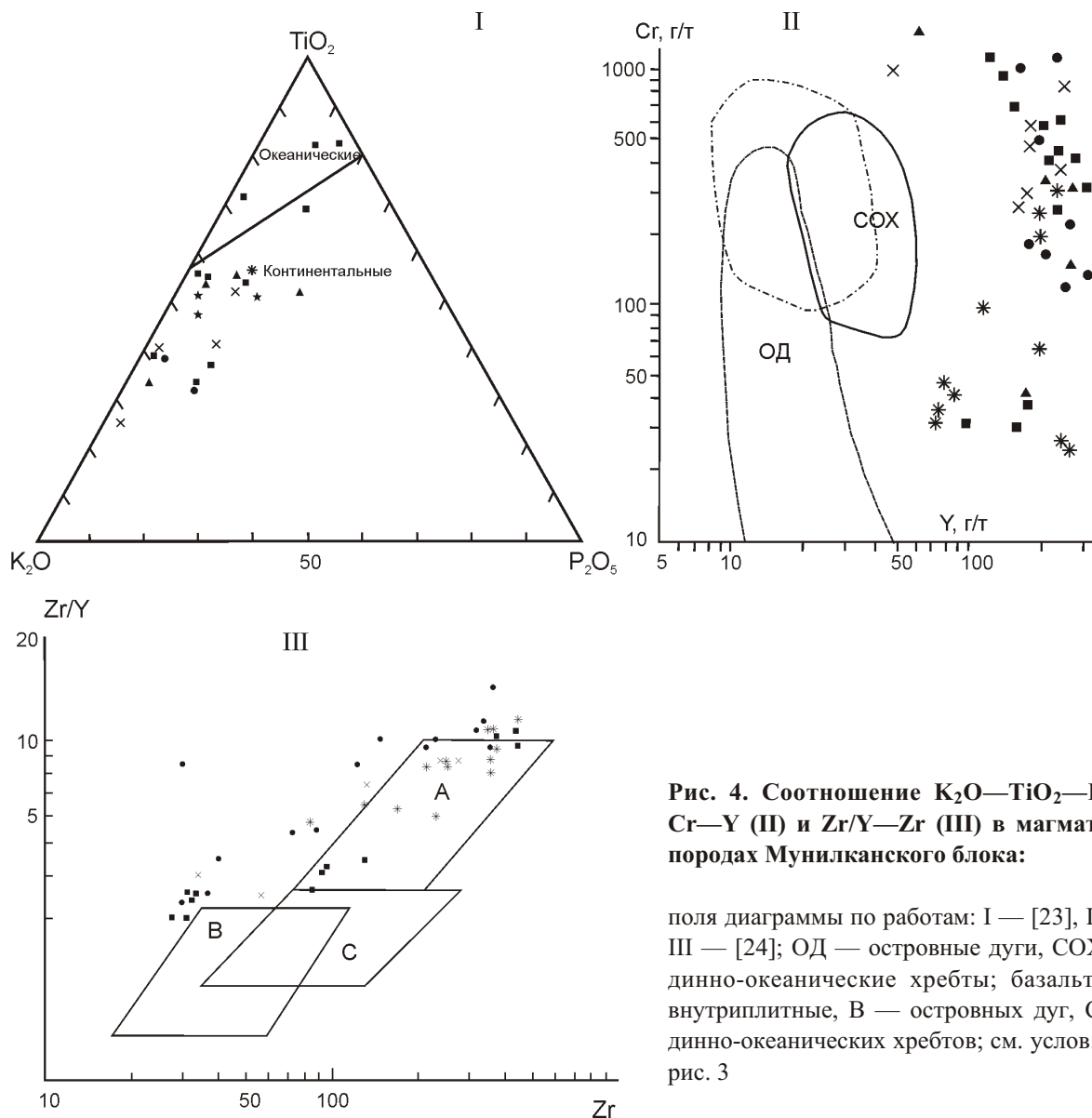


Рис. 4. Соотношение K_2O — TiO_2 — P_2O_5 (I), Cr — Y (II) и Zr/Y — Zr (III) в магматических породах Мунилканского блока:

поля диаграммы по работам: I — [23], II — [26], III — [24]; ОД — островные дуги, COX — срединно-океанические хребты; базальты: А — внутриплитные, В — островных дуг, С — срединно-океанических хребтов; см. услов. обозн. к рис. 3

вано в поле континентальных производных. Такие ассоциации не типичны для офиолитов, но весьма характерны для зон региональных разломов [9] и, отчасти, для задуговых бассейнов [15]. Однако для последних более типичен бимодальный магматизм, тогда как в пределах Мунилканского блока установлены лишь единичные маломощные покровы риодацитов.

Геохимическими признаками пород офиолитовых ассоциаций являются низкие содержания литофильных элементов, кларковые — сидерофильных, низкое суммарное значение REE при преобладании нормативных значений HREE над LREE. В базальтах офиолитов по работе [7] наблюдаются аномально высокие K/Rb (400—1400); низкие значения Rb/Sr (0,01—0,03), Ba/Sr (0,1—0,35), $(La/Yb)_n$ (1). Мунилканские ультрамафиты и мафиты по этим параметрам в большинстве существенно отличаются от офиолитовых (см. таблицу). Породы заметно обогащены REE, особенно легкими лантаноидами (до 2-х порядков и более), по сравнению с хондритом, что

характерно для производных не деплетированной, а обогащенной мантии. Значения в них нормированных La/Yb во всех случаях > 1, тренды распределения REE плоские или с явным снижением от LREE к HREE (рис. 5), соотношения Cr — Y (см. рис. 4, II), Zr/Y — Zr (см. рис. 4, III) соответствуют таковым континентальных производных. Следует отметить также вариации расчетных по работе [16] глубин до сейсмофокальной зоны: 141—156 км для пород нормальной щелочности и до 308 км — для субщелочных разностей, что указывает на разные источники исходных расплавов.

Таким образом, в результате проведенных исследований мы приходим к выводу о несопоставимости рассмотренного комплекса пород с офиолитовым, отличающихся:

- по геологическому строению — явному временному перерыву между формированием ультрамафитов — габброидов и базальтоидных покровов;
- по резкому преобладанию моноклиновых разностей среди клинопироксенов и их типоморфизму;

Наиболее представительные анализы основных и ультраосновных пород Мунилканского блока

Компо- ненты, %	Руч.Встречный				Междуречье Кыра—Шумовой								Руч.Брем				Руч.Рассвет			
	Габбро	Ба- зальт	Анде- зиба- зальт	Трахи- анде- зиба- зальт	Габбро	Субщелочное габбро			Монзонит		Ба- зальт	Трахизбазальт		Трахи- анде- зиба- зальт	Пикро- ба- зальт	Ба- зальт	Анде- зиба- зальт	Пикро- ба- зальт	Ба- зальт	Трахи- анде- зиба- зальт
SiO ₂	47,39	46,63	53,68	54,84	46,60	44,48	49,92	48,21	47,29	55,01	48,57	44,68	50,01	50,36	39,93	45,43	51,34	38,14	47,35	46,62
TiO ₂	1,04	1,05	0,92	0,8	0,38	1,46	1,83	0,31	0,25	0,3	1,39	0,3	1,17	1,81	0,02	0,3	0,36	0,27	1,21	2,15
Al ₂ O ₃	15,44	14,66	16,65	16,65	17,3	17,94	14,73	14,54	13,81	14,66	16,62	13,27	15,82	16,91	1,47	15,32	15,15	4,42	16,67	14,03
Fe ₂ O ₃	2,7	1,72	1,07	0,81	2,05	2	4,38	0,94	1,94	1,29	1,54	0,71	3,25	2,9	3,44	2,71	1,4	4,35	3,61	3,22
FeO	6,61	6,63	7,28	7,99	3,28	8,36	7,34	4,82	6,46	3,12	7	5,55	5,54	7,76	3,53	5,43	4,48	2,37	6,76	7,6
MnO	1	0,14	0,12	0,06	0,12	0,21	0,2	0,12	0,16	0,09	0,14	0,16	0,13	0,22	0,01	0,12	0,01	0,15	0,18	0,09
MgO	7,37	6,12	4,28	2,52	7,46	9,46	5,55	11,23	13,6	6,4	8,63	11,95	7,23	2,84	40,86	13,68	10,51	37,3	6,73	3,78
CaO	9,57	10,59	8,87	6,53	14,87	4,91	8,48	9,43	9,25	8,48	8,8	9,25	6,95	6,46	0,01	11,7	9,16	0,36	11,06	5,76
Na ₂ O	2,19	1,46	3,79	4,11	2,74	3,64	4,47	4,63	3,26	6,36	4,23	4,5	5,55	4,22	0,03	1,61	4,18	1,48	2,26	4,38
K ₂ O	0,56	1,44	1,07	2,72	0,08	1,95	1,23	0,23	0,36	0,23	0,18	0,06	1,85	3,05	0,01	0,3	0,33	0,22	0,73	1,12
H ₂ O	0,02	0,34	0,16	0,2	0,18	0,01	0,12	0,1	0,1	0,08	He обн.	0,08	0,06	0,04	He опр.	He опр	He опр.	0,41	0,44	0,22
H ₂ O	4,21	4,19	0,87	0,88	2,43	4,85	0,72	4,07	3,88	1,88	2,28	5,55	2,83	2,59	He опр.	3,28	2,42	10,83	2,58	1,83
P ₂ O ₅	0,21	0,1	0,3	0,17	0,01	0,52	0,31	He обн.	0,01	0,02	0,09	0,01	0,11	0,7	0,54	0,02	0,02	0,17	0,17	0,97
CO ₂	2,59	3,23	0,27	0,55	1,37	0,14	0,27	1,64	0,27	0,95	0,54	3,58	0,27	0,14	He опр.	He опр	He опр.	0,58	0,58	6,92
S	0,01	0,14	0,02	He обн.	0,05	0,01	0,17	He обн.	0,01	0,01	0,02	He обн.	0,01	0,01	He опр.	He опр	He опр.	0,07	0,07	1,3
F	0,07	0,03	0,04	0,05	0,02	0,09	0,08	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03	0,04	0,11	10,24	He опр	He опр.	0,11	0,11	0,16
Сумма	100,10	98,13	99,23	98,68	98,76	100,02	99,68	100,19	100,6	98,82	100,1	99,6	100,76	100,08	100,09	99,9	99,36	100,82	100,07	99,93
ol	0	0	0	0	7,6	27	8,7	18,9	26	6,3	18,1	22	11,6	9,5	100	70,8	17,5	100	27,1	25,1
di	13,4	20,4	14,2	1,7	23,9	0	19,4	24,1	19,8	25,9	14,3	26,5	17,2	8	0	19,9	19,5	0	17,2	6,3
hyp	22,3	17,1	15,2	14,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Компо- ненты, %	Руч.Встречный				Междуречье Кыра—Шумовой										Руч.Брем				Руч.Рассвет			
	Габбро	Ба- зальт	Анде- зиба- зальт	Трахи- анде- зиба- зальт	Габбро	Субщелочное габбро				Монзонит		Ба- зальт	Трахизальт		Трахи- анде- зиба- зальт	Пикро- ба- зальт	Ба- зальт	Анде- зиба- зальт	Пикро- ба- зальт	Ба- зальт	Трахи- анде- зиба- зальт	
ne	0	0	0	0	0,9	3,6	1,6	8,5	3,4	4,1	2,5	2,2	10,1	1,1	0	0	0	0,7	0	0	0	
Li, г/т	15	51	15	26	16	18		22		18	18	24				60			Не обн.	9	28	
Rb	22	25	28	22	24	34		31		32	10	37				5			9	36	36	
Cr	250	62	820	100	260	380		920	720	100	410	1000	600	41	2000	1100	350	1700	160	43		
Ni	100	36	140	33	99	120		220	310	110	150	250	120	27	1400	310	150	1600	55	15		
V	200	200	270	220	230	100		150	160	120	280	180	230	85	35	150	210	64	280	170		
Sc	40	36	44	44	59	23		52	46	24	49	56	45	14	7	45	39	15	30	23		
Co	44	37	44	53	50	30		47	77	36	57	50	43	24	90	46	59	90	40	18		
Ba	250	470	250	510	22	560		310	18	380	45	56	150	690	19	34	61	0	130	200		
Sr	410	370	320	410	390	770		760	74	450	65	390	220	1100	8	120	120	0	250	320		
Nb	8,5	4	8	14	4	78		4	4	26	4	4	4	150	4	4	4	0	0	39		
Zr	170	84	140	220	34	220		23	18	250	90	38	82	450	25	25	25	20	85	370		
Y	32	18	21	63	13	27		8,8	9	28	29	14	31	39	5	8,6	12	0	18	40		
Yb	4,4	2,7	3,5	6,6	1,9	3,1		1,7	1,9	2,6	3,9	2,2	4,2	3,6	1,5	1,6	2,2	1,2	2,7	5,3		
K/Rb	211	478	317	537	28	476		62		60	149	55				498		202	168	258		
Rb/Sr	0,05	0,07	0,09	0,1	0,06	0,04		0,04		0,07	0,15	0,02				0,04			0,14	0,11		
Ba/Sr	0,61	1,27	0,78	1,24	0,06	0,73		0,41	0,24	0,84	0,69	0,14	0,68	0,63	2,38	0,28	0,51		0,52	0,63		

Примечание. Силикатные и атомно-эмиссионные анализы элементов-примесей выполнены в лаборатории физико-химических методов анализа ИГАЕМ СОРАН; Li и Rb — в ИГАЕМ СОРАН и аналитическом центре ПГО «Якутскгеология».

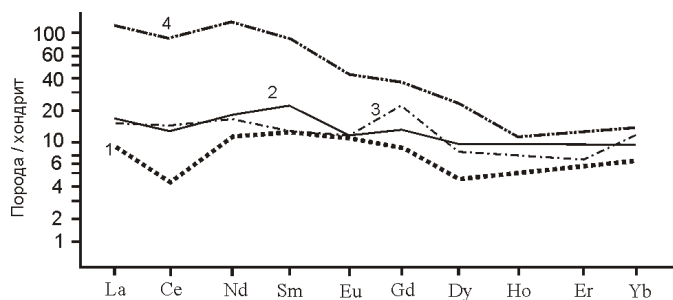


Рис. 5. Нормированное по хондриту [18] распределение редкоземельных элементов в породах Мунилканского блока:

1 — пикробазальты; 2 — базальты; 3 — габбро; 4 — трахибазальты

по петрохимическим особенностям — прежде всего по обогащению щелочами и титаном, в сравнении с одноименными породами офиолитовых комплексов и заметному распространению субщелочных составов;

по обогащению REE при преобладании LREE над HREE, по близости к континентальным образованиям по соотношениям ряда индикаторных элементов.

Авторы настоящей публикации не готовы в настоящее время дать окончательное заключение о геодинамической обстановке формирования пород ультрамафит-мафитовой ассоциации Мунилканского блока. Для этого необходимы дополнительные исследования не только магматических образований, но и вмещающих пород и тектонической структуры блока. Задача исследователей — привлечь внимание исследователей к тому, что укоренившееся мнение об офиолитовой природе этой ассоциации, небесспорно. Пересмотр его может привести к существенному уточнению геологической истории орогенной области. Судя по полученным данным, ультрамафит-мафитовая ассоциация Мунилканского блока ближе всего к образованиям зон глубоко проникающих разломов активных окраин континента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипов Ю.В. Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и ассоциирующиеся с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы // Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. — Якутск: Кн. изд-во, 1984. С. 110—134.
- Архипов Ю.В., Волкодав И.Г. Офиолиты и олистохромы Верхояно-Колымской складчатой системы // Тектоника Сибири. Т. 11. — Новосибирск: Наука, 1983. С. 177—185.
- Геологическая карта СССР. Лист Q-54-55 (Хону). Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. — Л., 1988.
- Геологическая карта СССР. Лист R-53-55 (Депутатский). Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. — С-Пб, 1992.
- Гребенников Г.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Листы R-54-XXXIII, XXXIV. Объяснительная записка. — М.: Госгеолтехиздат, 1963.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. — М.: Недра, 1997.
- Колман Р.Г. Офиолиты. — М.: Мир, 1979.
- Колодезников И.И., Рукович В.Н. Палеозойский магматизм Индигиро-Колымского региона // Фундаментальные проблемы геотектоники. — М.: ГЕОС, 2007. Т. 1. С. 320—324.
- Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. — Новосибирск: Наука, 1985.
- Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Шпикерман В.И., Ликман В.Б. Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. — Владивосток, 1989.
- Магматические горные породы. Основные породы. — М.: Наука, 1985.
- Мишин В.М., Рукович В.Н. Тектоническая природа основания Индигиро-Колымского региона и ее металлогеническое следствие / Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия). Материалы конференции. Т. 1. Региональная геология. — Якутск, 1997. С. 11—14.
- Оксман В.С., Куренков С.А. Мунилканский комплекс офиолитов хребта Черского // Геотектоника. 1996. № 6. С. 44—57.
- Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского. — М.: ГЕОС, 2000.
- Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектонического значения офиолитов над зоной субдукции / Геология окраинных бассейнов. — М.: Мир, 1987. С. 134—165.
- Пискунов Б.М., Абдурахманова А.И., Ким Ч.У. Соотношение «состав—глубина» для вулканов Курильской островной дуги и его петрологическое значение // Вулканология и сейсмология. 1979. № 4. С. 57—67.
- Рингвуд А.Е. Петрология верхней мантии. — М.: Недра, 1981.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. — М.: Мир, 1988.
- Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). — Якутск, 1999.
- Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окаинно-морская модель). — М.: Научный мир, 2000.
- Чехов А.Д. Колымо-Омолонский супертеррейн («Колымская петля» — современная версия устройства центральных районов мезозойского Северо-Востока Азии / Тектоника и металлогения северной Циркум-Пацифики. — Хабаровск, 2007. С. 382—388.
- Шишкин В.А. Метаморфический комплекс Приколымского поднятия. — М.: Наука, 1979.
- Pearce J.A., and Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 19. Pp. 290—300.
- Pearce J.A., and Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contribs. Mineral and Petrol. 1979. Vol. 69. № 1. Pp. 33—47.
- Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. — London, 1995.
- Yavuz F. A program to classify microprobe and wet chemical amphibole analyses according to the IMA (1997) nomenclature scheme. — Istanbul, 1990.

Влияние процессов взаимодействия магм на состав и рудоносность метабазитов медведевского комплекса (Алдано-Становой щит)

А.А.КРАВЧЕНКО, А.П.СМЕЛОВ, В.И.БЕРЕЗКИН, В.Н.ДОБРЕЦОВ

В последние десятилетия в центральной части Алдано-Станового щита были изучены своеобразные золотоносные метаультрабазиты и метабазиты — медведевский комплекс [9] (рис. 1). Породы комплекса прорывают палеопротерозойские гнейсы курумканской, нимырской и федоровской толщ, а так-

же синколлизийные граниты Нимырского террейна, образуя с последними комбинированные дайки [3]. Дайки деформированы асимметричными складками с крутыми шарнирами, степень метаморфизма пород медведевского комплекса соответствует гранулитовой фации, а его возраст оценивается в

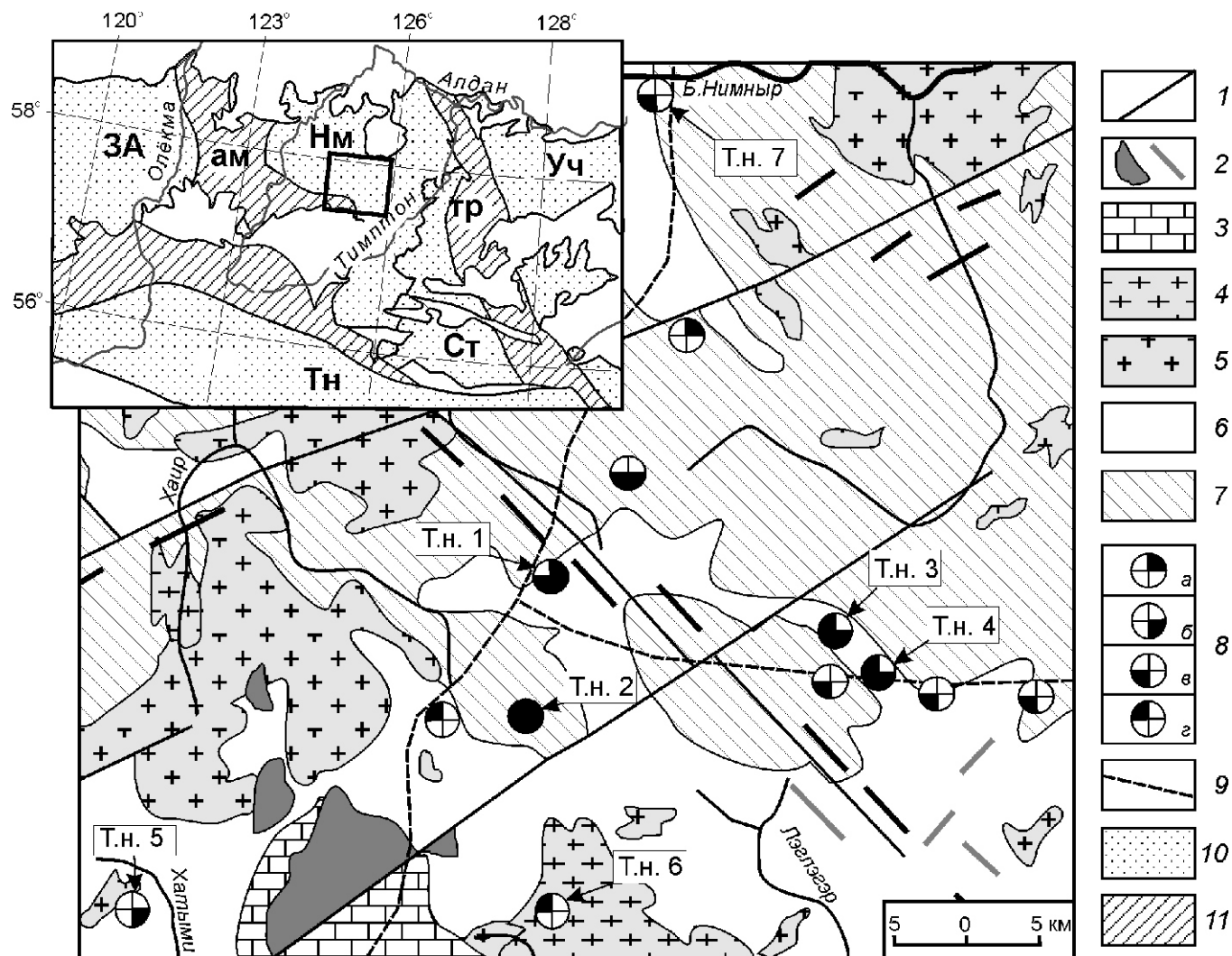


Рис. 1. Схематическая геологическая карта центральной части Алдано-Станового щита. На основе Геологической карты южной части Якутской АССР — 1:1 500 000 [2] с дополнениями авторов данной статьи:

1 — разрывные нарушения; 2 — мезозойские интрузивы и дайки сиенитов; 3 — доломиты, доломитовые известняки, известковистые песчаники юдомской свиты кембрия; 4 — гранитогнейсы; 5 — граниты; 6 — федоровская толща; 7 — курумканская и нимырская толщи нерасчлененные; 8 — типы метабазитов медведевского комплекса: а — первый, б — второй, в — третий, г — четвертый; 9 — автодорога АЯМ; на врезке схема террейнов Алдано-Станового щита: 10 — террейны гранит-зеленокаменные (ЗА — Западно-Алданский), тоналит-трондьемитгнейсовые (Тн — Тындинский), гранулит-ортогнейсовые (Нм — Нимырский), гранулит-парагнейсовые (Ст — Сутамский, Уч — Учурский); 11 — зоны тектонического меланжа: ам — Амгинская, тр — Тыркандинская; прямоугольник — площадь, отображенная на схематической геологической карте; т.н. — точки наблюдения

2000—1900 млн.лет [6, 9]. По химическому составу породы комплекса соответствуют породам толеитовой серии и имеют дифференцированный спектр распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) — La/Yb 2—30. Они обогащены крупноионными литофильными и высоkozарядными элементами по отношению к примитивной мантии [9]. В породах комплекса наблюдаются значительные вариации содержания тяжелых РЗЭ (от 5 до 60 по отношению к хондриту). Эти вариации могут быть объяснены плавлением различных по составу мантийных субстратов при участии астеносферного или нижнекорового материала (рис. 2), или могут быть связаны с процессами ассимиляции базитами корового материала. Важно понять какой процесс определяет повышенную золотонность пород медвежеского комплекса [4]. Настоящая работа посвящена выявлению признаков химического взаимодействия магм при образовании комбинированных даек пород медвежеского комплекса и определению влияния этого взаимодействия

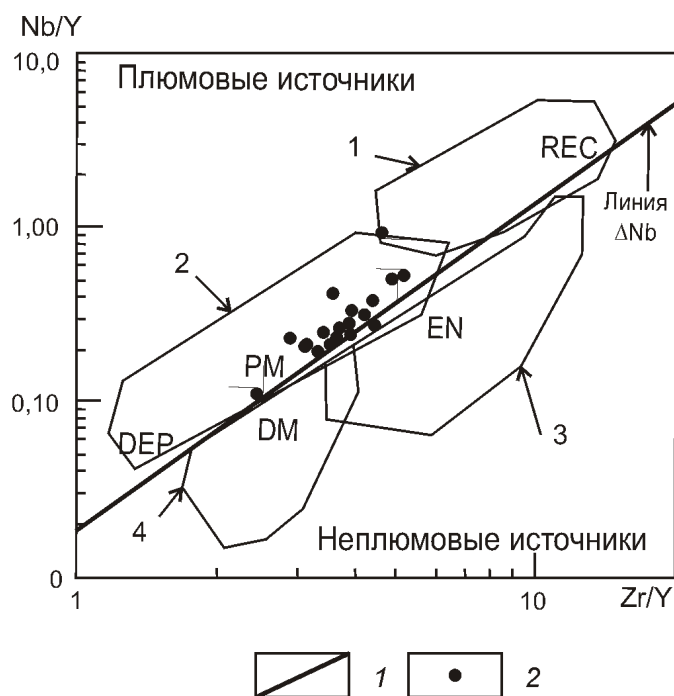


Рис. 2. Классификационная диаграмма Nb/Y—Zr/Y [14] для кристаллических сланцев медвежеского комплекса:

базиты, образованные из: DM — деплетированной мантии, EN — при участии континентальной, субконтинентальной литосферы и субдукции; DEP — из глубоко деплетированной мантии, PM — из примитивной мантии, REC — из источников EM 1, EM 2, HIMU, т.е. при участии переработки корового материала; 1 — линия, разделяющая породы плюмовых и не плюмовых источников, проведена на основании Nb [14]; 2 — пробь из табл. 1; базальты: 1 — океанических островов, 2 — океанических плато; 3 — связанные с островными дугами; 4 — примитивные СОХ

на рудоносность. В статье представлены результаты изучения геохимии пород петротипической местности медвежеского комплекса [13] (т.н. 1), метабазита золоторудного месторождения им.П.Пинигина (т.н. 3 и 4), а так же других выходов пород медвежеского комплекса в центральной части Алдано-Станового щита (см. рис. 1). Схема опробования коренных обнажений метабазитов показана на рис. 3.

Геохимия метабазитов медвежеского комплекса. Представительные анализы химического состава метабазитов приведены в табл. 1. Метабазиты по содержанию редких и редкоземельных элементов, минеральному составу и структурному положению разделены на четыре типа.

Метабазиты типа 1 представлены оливин-двопироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами (в т.ч. ультраосновного состава) из петротипической местности медвежеского комплекса (т.н. 1, образцы 3719/1, 3719/2) и клинопироксеновыми амфиболитами (т.н. 2, обр. 3977/4) центральных частей комбинированных даек мощностью 10—15 м (см. рис. 3, А). Они характеризуются близкими мультиэлементными спектрами и спектрами РЗЭ (рис. 4, А, Б), La/Yb в них составляет 4—12, а нормированные к хондриту содержания тяжелых РЗЭ 10—20. По Nb/U 35—45, Ta/U 2,5—2,8, Rb/Sr 0,05—0,06, Sm/Nd 0,3, Ba/La 15—19, Ba/Nb 18—29, Ba/Th 108—150, Rb/Nb 0,5—0,8 эти породы близки к таковым, образованным из обогащенного мантийного источника [10]. Это свидетельствует об устойчивости основных геохимических особенностей изверженных пород при гранулитовом метаморфизме и незначительном перераспределении лишь отдельных элементов [1], в данном случае Rb, Sr, K (см. рис. 4, А).

Метабазиты типа 2 представлены содержащими рудные минералы и апатит амфиболитами (т.н. 1, обр. 3964/2; т.н. 5, обр. 0710/3), амфиболовыми кристаллическими сланцами (т.н. 5, обр. 0710/7), амфибол-двопироксеновыми кристаллическими сланцами (т.н. 2, обр. 0732/4; т.н. 3, образцы 0607/2, 0607/3, т.н. 3, обр. 3959). В коренных обнажениях эти породы установлены в маломощной комбинированной дайке в т.н. 2 (см. рис. 3, В). В точке наблюдения 5 породы, ранее относимые к хатыминскому комплексу [5], по структурному положению, петрографическим и петрогеохимическим особенностям близки к метабазитам медвежеского комплекса. Отличаются они только по степени метаморфизма этих пород, соответствующей амфиболитовой фации.

По сравнению с типом 1, метабазиты типа 2 характеризуются более пологими спектрами распределения редкоземельных и редких элементов (см. рис. 4, В, Г), La/Yb 2—6, в среднем более высокими нормированными к хондриту содержаниями тяжелых РЗЭ 15—40. По Nb/U 23—90, Ta/U 1,4—5,4, Rb/Sr 0,01—0,05, Sm/Nd 0,25—0,3, Ba/Nb 6—14, Ba/Th 110—204, Ba/La 5,5—12, Rb/Nb 0,2—0,9 в метабази-

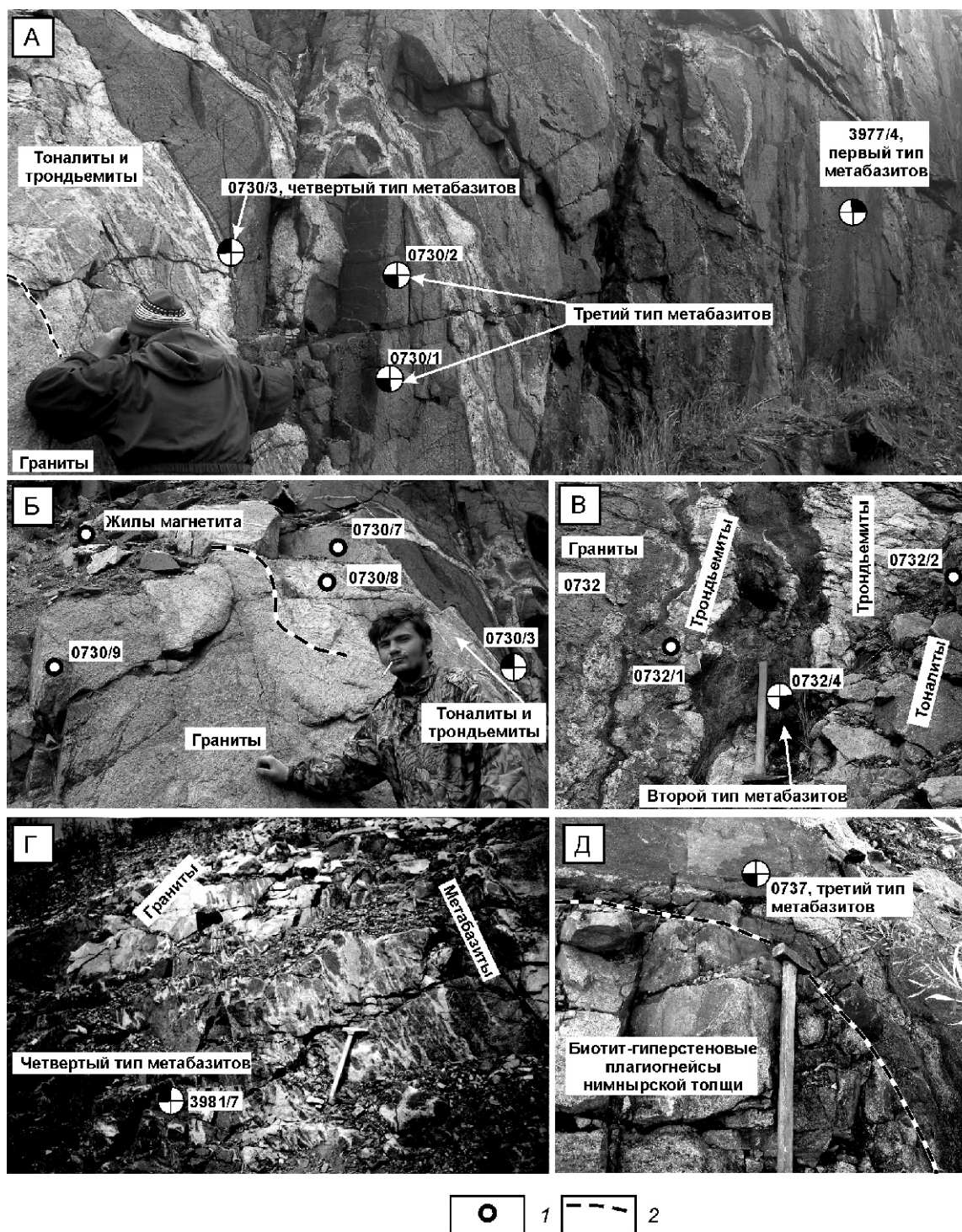


Рис. 3. Схема опробования тел медведевского комплекса в коренных обнажениях:

комбинированные дайки: А, Б, В в т.н. 2, Г — сетчато-жильного комплекса в т.н. 6; Д — силл метабазитов в нимырской толще в т.н. 7; 1 — места отбора проб; 2 — контакты между слабоконтрастными породами; см. услов. обозн. к рис. 1

тах типа 2 наблюдается большее влияние корового материала на химический состав [10]. В них зафиксированы наиболее высокие содержания сидерофильных (в г/т): Ti 18566, V 462, Co 289, Ni 323, Pt 0,31 и др., и халькофильных элементов Zn 300 г/т, Ag 4,5, Bi 30, As 10000, Au 10 и др. Промышленные содержания установлены только для золота. Со-

держания Co, Ti, V, Pt подлежат учету при геолого-съемочных работах [11] (см. табл. 1).

Метабазиты типа 3 представлены амфиболитами (т.н. 1, обр. 3964) и амфибол-двупироксеновыми кристаллическими сланцами (т.н. 2, образцы 3977/6, 0730/1, 0730/2; т.н. 3, обр. 0607/1; т.н. 4, обр. С40). В коренных обнажениях эти породы на-

1. Содержания породообразующих (в %), редких, редкоземельных элементов и благородных металлов (в г/т) в породах мелведевского комплекса

Компо- ненты	Типы, образцы																		
	1				2							3							4
	3719/1	3719/2	3977/4	3964/2	0732/4	0710/3	0710/7	0607/3	0607/2	3959	3964	0730/1	0730/2	3977/6	C40	0607/1	0730/3	53Я03	3981/7
SiO ₂	46,60	44,40	45,93	45,06	49,02	49,16	46,85	44,56	46,77	47,90	47,96	49,35	49,26	49,77	49,26	48,26	57,38	46,50	46,69
TiO ₂	0,91	1,07	2,56	2,32	2,19	2,99	3,11	2,42	2,15	2,80	1,67	1,23	1,25	1,25	1,08	2,78	1,09	1,82	0,56
Al ₂ O ₃	6,74	8,71	14,60	13,25	13,20	14,30	15,33	13,81	12,80	12,75	10,32	14,05	14,08	13,88	14,80	13,10	15,49	12,79	10,63
Fe ₂ O ₃	3,19	2,34	3,64	5,88	7,01	5,75	6,15	3,62	3,26	1,66	3,22	4,95	4,58	2,93	5,74	2,61	5,85	2,93	4,89
FeO	7,60	9,20	10,19	9,76	8,11	9,78	9,89	14,21	15,35	15,74	9,63	8,49	8,99	10,20	6,58	14,54	5,38	11,44	6,37
MnO	0,17	0,17	0,24	0,25	0,23	0,21	0,23	0,25	0,33	0,26	0,15	0,23	0,20	0,22	0,14	0,29	0,18	0,33	0,28
MgO	22,50	21,00	5,95	7,72	5,17	4,56	3,19	4,90	5,23	5,55	12,17	6,49	6,38	6,22	6,82	5,00	3,51	7,45	12,95
CaO	9,98	8,92	10,71	10,08	10,85	8,96	9,48	8,52	9,05	9,28	10,83	10,89	10,35	10,91	9,47	8,93	3,65	13,39	11,93
Na ₂ O	0,33	0,58	2,29	2,70	2,53	2,83	2,68	2,60	2,45	2,70	1,70	2,14	2,37	2,28	3,55	2,56	3,26	1,75	1,29
K ₂ O	0,11	0,32	0,90	0,85	0,52	0,53	0,49	0,70	0,61	0,36	0,64	0,62	0,65	0,52	0,44	0,45	1,61	0,20	1,71
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,35	0,23	0,31	0,46	0,46	1,35	0,53	0,31	0,16	0,24	0,25	0,10	0,03	0,30	0,26	0,16	0,29
CO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	0,00	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,27	0,00	0,00	0,00	0,27	0,00	0,00
S	0,00	He	0,00	0,00	0,34	0,03	0,02	1,46	0,42	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,12	0,14	0,01	0,14	0,00
F	0,00	онр.	0,15	0,00	0,16	0,00	0,00	0,20	0,23	0,00	0,00	0,23	0,23	0,15	0,48	0,08	0,17	0,00	0,31
H ₂ O ⁻	0,00	2,45	0,00	0,22	0,16	0,12	0,24	0,08	0,00	0,16	0,26	0,20	0,46	0,20	0,00	0,00	0,62	0,24	0,30
H ₂ O ⁺	1,08		0,71	0,63	0,09	0,72	0,86	0,48	0,53	0,39	0,85	0,05	0,41	0,18	0,69	0,43	1,13	0,00	1,39
ППП	0,00	0,40	1,16	0,90	0,00	0,00	0,00	0,85	0,60	0,00	0,00	0,80	0,72	1,06	0,00	0,37	0,40	0,00	0,42
Сумма	99,30	99,65	99,38	99,85	100,16	100,4	99,50	100,01	100,31	99,86	99,56	100,23	100,47	99,87	99,20	99,84	100,26	99,14	100,01
Кф	32	35	70	67	75	77	83	78	78	76	51	67	68	68	64	77	76	66	47
Rb	3,1	6,4	18,4	11,7	7,1	7,4	6,2	10,1	8,6	3,3	7,5	9,9	10,4	7,6	23,3	14,0	83,4	5,4	16,1
Ba	200	150	561	500	95	80	85	134	110	108	129	267	291	298	186	409	483	66	145
Th	1,33	1,38	4,27	1,22	0,78	0,82	0,74	0,55	1,00	0,29	0,65	1,02	2,04	1,77	1,79	1,21	15,60	33,60	22,80
U	0,19	0,18	0,97	0,21	0,36	0,34	0,24	0,24	0,50	0,21	0,33	0,34	0,62	0,61	0,50	0,53	1,84	1,19	1,72
Nb	6,8	8,1	40,0	16,7	10,7	10,7	11,7	11,1	11,4	19,1	8,9	5,9	6,7	6,9	4,15	4,2	37,7	9,2	17,3
Ta	0,48	0,51	2,60	1,09	0,62	0,57	0,72	0,61	0,90	1,13	0,47	0,37	0,33	0,47	0,26	0,23	2,63	0,53	0,64
Sr	64	97	339	355	240	162	162	408	382	309	145	106	110	168	450	356	120	325	282
Zr	98	100	190	163	148	149	175	169	179	286	90	82	92	111	96	97	88	103	148
Y	24	23	42	32	38	39	42	50	52	71	18	25	27	35	41	44	18	37	46
La	10,7	9,7	52,9	18,0	15,4	12,2	9,4	12,8	13,8	17,7	10,8	9,0	10,0	12,1	11,6	14,2	34,5	56,2	133,0

Ком- по- нен- ны	Типы, образцы																		
	1			2							3					4			
	3719/1	3719/2	3977/4	3964/2	0732/4	0710/3	0710/7	0607/3	0607/2	3959	3964	0730/1	0730/2	3977/6	C40	0607/1	0730/3	53Я03	3981/7
Ce	23	22	99	35	34	29	23	30	29	40	24	20	23	25	23	25	64	106	241
Pr	3,3	3,1	12,8	5,5	4,5	4,2	3,7	4,9	4,8	6,5	3,4	2,7	3,2	3,6	3,2	3,3	6,6	12,6	32,4
Nd	15,5	14,6	54,9	28,8	23,0	20,8	19,2	25,8	25,5	35,6	17,0	13,5	13,2	17,0	15,1	16,0	22,8	48,5	132
Sm	4,6	4,1	11,1	7,0	6,1	6,5	6,0	8,1	7,6	10,2	4,2	3,6	3,8	4,9	4,4	4,9	4,6	10,4	24,4
Eu	1,1	0,9	3,0	1,8	1,7	1,8	1,7	1,9	2,1	2,4	1,1	1,1	1,2	1,2	1,3	1,3	0,8	1,3	4,0
Gd	4,9	4,3	10,2	7,7	6,5	7,5	7,2	9,3	9,3	12,7	4,7	4,5	4,1	6,0	5,7	6,4	3,5	9,2	17,6
Tb	0,76	0,60	1,38	1,07	1,06	1,13	1,11	1,39	1,50	1,97	0,66	0,67	0,66	0,92	1,01	1,11	0,51	1,26	1,94
Dy	4,8	3,6	8,4	6,6	6,8	7,2	7,9	9,1	10,0	13,1	3,9	4,8	4,8	6,2	6,8	7,7	3,2	7,6	10,1
Ho	0,96	0,74	1,58	1,24	1,45	1,52	1,65	1,92	2,10	2,68	0,77	0,99	1,01	1,38	1,52	1,63	0,66	1,46	1,78
Er	2,8	2,0	4,4	3,3	4,0	4,4	4,9	5,6	6,0	7,7	2,0	2,9	3,2	3,9	4,7	5,0	1,9	4,0	5,0
Tm	0,38	0,26	0,59	0,42	0,59	0,62	0,64	0,72	0,80	1,06	0,27	0,41	0,46	0,55	0,67	0,67	0,29	0,53	0,64
Yb	2,4	1,9	4,2	3,0	4,1	4,2	4,6	5,2	5,8	7,5	1,8	2,9	3,3	4,3	5,0	5,0	2,1	3,6	4,4
Lu	0,33	0,29	0,58	0,40	0,57	0,61	0,62	0,70	0,80	1,03	0,27	0,39	0,45	0,59	0,66	0,67	0,26	0,49	0,62
V	210	350	323	344	327	290	293	462	392	461	275	270	240	299	310	369	176	348	307
Co	120	110	51	61	40	34	30	289	127	54	61	45	42	49	52	48	27	35	58
Ni	1100	990	98	193	96	96	86	189	323	87	262	166	95	98	134	86	94	148	273
Au	0,17	0,00	0,01	0,01	0,15	0,01	0,00	3,30	10,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,04	0,01	0,01	1,00	0,01
Ag	0,07	0,09	0,00	0,01	4,5	0,09	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,05	0,26	0,01
Pt	0,1	0,01	0,1	0,31	0,1	0,1	0,13	He опр.	0,1	0,1	<0,1	0,1	0,1	0,1	0,14	0,1	0,1	0,1	0,1
Pd	He опр.	0,00n	0,005	0,03	0,005	0,005	0,04	0,005	0,005	0,005	<0,005	0,01	0,005	0,01	0,02	0,005	0,01	He опр.	0,00n
As	He опр.	He опр.	1 10	1,0	He опр.	He опр.	He опр.	10 000	10 000	1,0	<1,0	He опр.	He опр.	1,0	He опр.	1<10	He опр.	He опр.	1,0

Примечание. Здесь и далее определение содержания породобразующих элементов выполнено химическим анализом; редких и редкоземельных элементов — методом LA ICP MS в ОИГТМ СО РАН (г.Новосибирск); Au, Ag, Pt, Pd, As — скintилляционным эмиссионным спектральным анализом в ИГХ СО РАН (г.Иркутск); показатель фракционирования Кф (Fe₂O₃, FeO)·100/(Fe₂O₃, FeO MgO). Полуэжирным выделены содержания, подлежащие учету при геолого-съемочных работах и близкие к ним [11]; 3719/1,2 — оливин-двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, 3977/4 — клинопироксеновый амфиболит, 3964/2 — меланократовый амфиболит, 0710/3 — амфиболит, 0710/7 — амфиболовый кристаллический сланец, 0732/4, 0607/2, 0607/3, 3959 — амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы, 3964 — меланократовый амфиболит, 0730/1, 0730/2, 3977/6, C40, 0607/1 — амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы, 0730/3 — полосчатый измененный двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец, 53Я03, 3987/1 — амфиболовые породы.

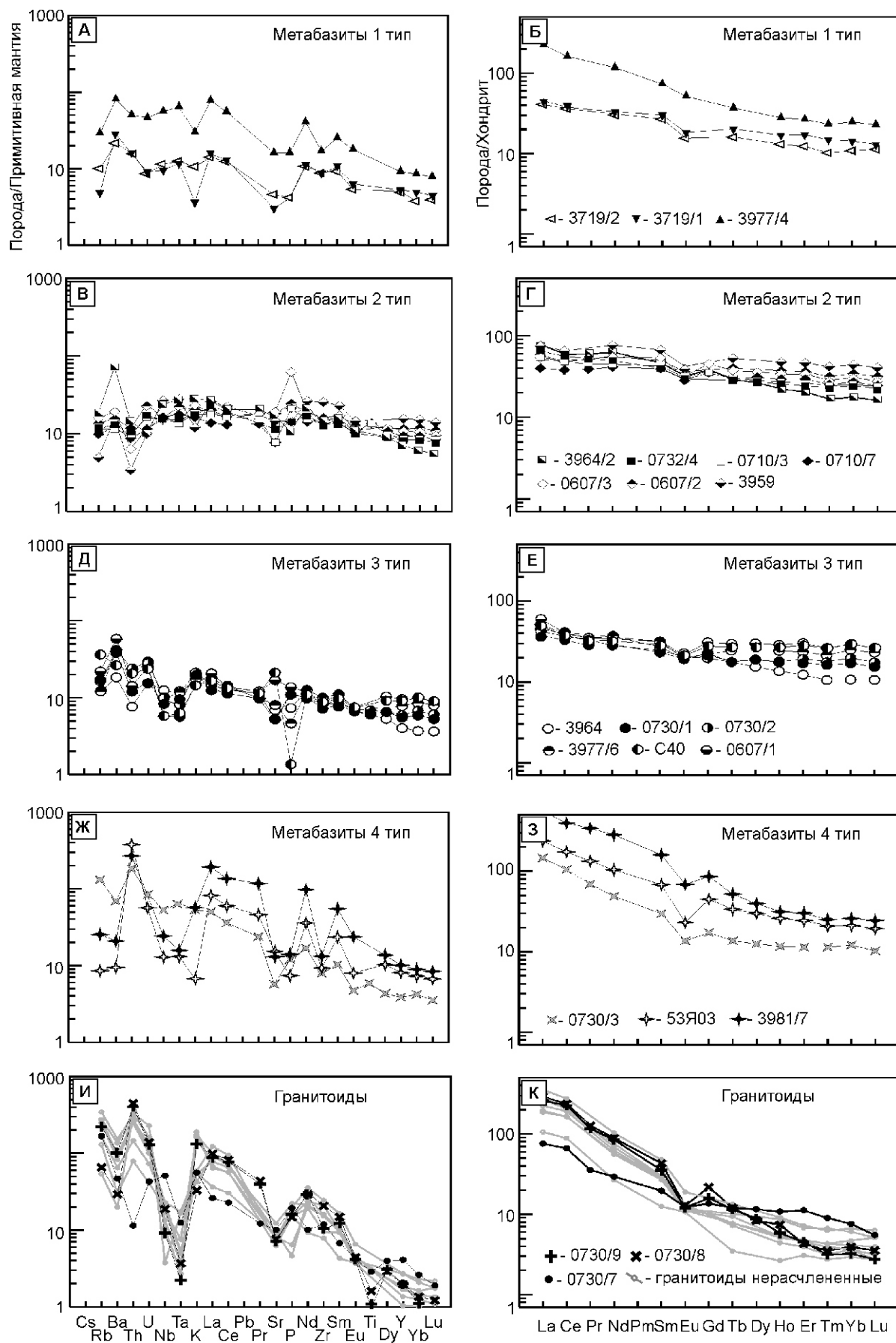


Рис. 4. Диаграммы нормированных (по работе [18]) содержаний элементов:

А, В, Д, Ж, И — мультикомпонентные; Б, Г, Е, З, К — редкоземельные

2. Содержания породообразующих (в %), редких, редкоземельных элементов и благородных металлов (в г/т) в гранитоидах вмещающих метабазиты медведевского комплекса

Компо- ненты	Граниты				Трондьемиты				Тоналиты			
	С74	0730/9	0731	0732	3823/1	0730/8	0732/1	0731/1	0730/7	0731/2	0732/2	3977/5
SiO ₂	72,22	73,23	69,59	71,64	71,54	72,78	71,67	70,83	67,79	68,49	67,63	69,63
TiO ₂	0,24	0,21	0,22	0,20	0,29	0,29	0,23	0,28	0,46	0,40	0,75	0,46
Al ₂ O ₃	14,21	13,94	15,04	14,31	14,62	14,27	14,90	15,08	16,15	14,93	14,50	15,51
Fe ₂ O ₃	0,50	1,46	2,15	1,26	0,65	1,20	1,76	1,20	1,31	2,77	2,50	1,25
FeO	1,80	0,97	1,22	1,12	1,17	1,56	1,24	1,60	1,88	1,65	2,43	2,08
MnO	0,12	0,04	0,00	0,07	0,12	0,03	0,05	0,06	0,04	0,05	0,08	0,03
MgO	0,32	0,45	0,64	0,43	0,75	0,58	0,40	0,29	0,36	1,00	1,11	0,20
CaO	1,32	1,25	1,49	1,13	3,09	2,27	2,63	3,11	4,12	3,46	4,06	3,67
Na ₂ O	3,41	3,37	3,48	3,58	4,7	4,88	5,03	4,99	4,72	4,36	3,50	4,60
K ₂ O	5,21	4,17	4,88	5,71	2,63	0,99	1,28	1,68	1,69	1,64	1,78	1,61
P ₂ O ₅	0,10	0,34	0,14	0,33	0,12	0,32	0,33	0,33	0,42	0,48	0,43	0,35
CO ₂	0,00	0,25	0,00	0,27	He опр.	0,25	0,26	0,25	0,27	0,53	0,53	0,00
S	He опр.	0,00	0,06	0,03		0,05	0,01	0,06	0,09	0,02	0,04	0,00
F		0,04	0,08	0,06		0,04	0,02	0,08	0,12	0,15	0,20	0,00
H ₂ O	0,00	0,34	0,24	0,22		0,28	0,22	0,26	0,14	0,40	0,28	0,22
H ₂ O	0,00	0,11	0,35	0,11		0,46	0,12	0,29	0,00	0,23	0,38	0,23
ППП	0,50	0,08	0,14	0,00	0,20	0,09	0,00	0,00	0,19	0,00	0,15	0,00
Сумма	99,95	100,25	99,72	100,47	99,88	100,34	100,15	100,39	99,75	100,56	100,35	99,84
Rb	219	142	175	170	He опр.	42	34	82	106	106	158	79
Ba	1061	719	945	675		205	139	211	328	453	579	657
Th	27,3	34,3	23,0	22,0		38,1	28,0	6,7	1,0	12,4	21,0	9,3
U	3,4	2,7	2,7	2,3		2,9	4,8	0,9	0,9	1,5	2,1	1,0
Nb	12,2	6,5	7,4	9,6		13,4	2,7	13,8	36,4	16,0	16,3	5,7
Ta	0,31	0,09	0,11	0,15		0,15	0,68	0,20	0,51	0,21	0,71	0,28
Sr	197	153	170	132		160	159	183	212	258	158	301
Zr	179	118	172	106		232	232	88	133	170	273	156
Y	7,6	9,0	12,2	8,4		8,9	8,4	4,7	18,6	6,2	12,3	5,6
La	68	61	46	44		69	63	25	18	53	84	47
Ce	128	139	100	101		145	126	54	41	117	168	87
Pr	11,3	11,0	8,1	7,8		12,0	10,8	4,4	3,4	9,1	15,5	7,7
Nd	35	40	27	26		41	32	13	14	29	48	24
Sm	4,6	5,4	4,2	4,1		6,6	4,4	1,9	3,0	4,3	7,3	3,3
Eu	0,75	0,70	0,67	0,65		0,74	0,65	0,62	0,71	0,77	1,10	0,52
Gd	2,6	3,3	3,4	2,4		4,5	3,1	1,5	2,8	2,9	4,5	2,0
Tb	0,29	0,43	0,38	0,29		0,45	0,35	0,13	0,45	0,27	0,50	0,23
Dy	1,55	2,25	2,30	1,70		2,13	1,69	0,90	2,93	1,39	2,60	1,14

Компо- ненты	Граниты				Трондьемиты				Тоналиты			
	C74	0730/9	0731	0732	3823/1	0730/8	0732/1	0731/1	0730/7	0731/2	0732/2	3977/5
Ho	0,29	0,33	0,49	0,31	Не опр.	0,42	0,30	0,15	0,61	0,25	0,52	0,20
Er	0,77	0,75	1,12	0,74		0,71	0,79	0,51	1,85	0,65	1,20	0,51
Tm	0,11	0,08	0,17	0,10		0,09	0,11	0,07	0,23	0,08	0,16	0,06
Yb	0,70	0,55	1,03	0,62		0,67	0,80	0,50	1,29	0,62	1,13	0,50
rLu	0,10	0,07	0,13	0,07		0,09	0,13	0,07	0,14	0,08	0,16	0,06
V	Не опр.	19	22	15		34	25	22	34	42	77	33
Co		3	5	3		7	3	6	9	10	12	6
Ni		61	127	277		77	84	262	94	103	126	24
Au		0,01	0,01	0,01		0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Ag		0,02	0,01	?		0,10	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Pt		0,1	0,1	0,1		0,06	0,04	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Pd		0,005	0,005	0,005		0,005	0,01	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
As		Не определялось				Не определялось						1,0

блюдаются в краевых частях комбинированных даек на незначительном удалении от контактов с гранитами (см. рис. 3, А) и в виде маломощных согласных тел и линз среди пород нимнырской толщи (см. рис. 3, Д).

По распределению редких и редкоземельных элементов (см. рис. 4, Д, Е) они близки к породам типа 2, но обеднены относительно них сидерофильными и халькофильными элементами, тяжелыми РЗЭ, некоторыми из крупноионных литофильных и высокозарядных элементов: Zr, Sr, Ta, Nb, и обогащены К, U, Th, Ba, Rb. Содержания тяжелых РЗЭ, нормированные к хондриту составляют 10—25; La/Yb в этих породах 3—6. Характерной чертой является выраженный минимум Ta—Nb. В этих породах зафиксированы более низкие, чем в метабазах типов 1 и 2, отношения: Nb/U 8—25, Ta/U 0,2—1,2, Sm/Nd 0,2—0,3, и более высокие: Rb/Sr 0,01—0,4, Ba/Nb 15—98, Ba/Th 140—1050, Ba/La 14—29, Rb/Nb 0,5—6,0. По этим отношениям метабазиты типа 3, как и метабазиты типа 2, обнаруживают признаки влияния корового материала на химический состав [10].

Метабазиты типа 4 представлены полосчатыми измененными двупироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами (т.н. 2, обр. 0730/3), а также существенно амфиболовыми породами (т.н. 3, 53Я03; т.н. 6, обр. 3981/7). В коренных обнажениях этот тип метабазитов встречается в эндоконтактных частях комбинированных даек — реакционных зонах на контакте с гранитами (обр. 0730/3), и в комбиниро-

ванных дайках сетчато-жильного типа [8] (обр. 3981/7, см. рис. 3, Г).

В метабазах типа 4 Nb/U 7—20, Ta/U 0,3—1,4, Rb/Nb 0,6—2,0, Sm/Nd 0,2, Rb/Sr 0,02—0,69 близки к таковым метабазитов типа 3, а Ba/Nb 7—12, Ba/La 1—13 типу 2 метабазитов. Характерной чертой являются повышенные содержания Th (15,6—33,6 г/т), что приводит к наименьшему среди выделенных типов метабазитов Ba/Th 2—30. Другое отличие метабазитов типа 4 от метабазитов типа 3 заключается в большей величине экстремумов из-за больших содержаний промежуточных и легких РЗЭ, а содержаний Rb, Ba, Nb, Ta, Sr, P, Zr, Eu близких к метабазитам типа 3 (см. рис. 4, Ж, З). Отношения La/Yb составляют 15—30, нормированные содержания тяжелых РЗЭ 10—25. В целом по распределению редких и редкоземельных элементов метабазиты типа 4 обнаруживают признаки взаимодействия с коровым материалом, присущие типу 3, но спектры распределения элементов в них подобны вмещающим гранитоидам за исключением минимума по цирконию (см. рис. 4, И). Геохимия гранитоидов представлена на рис. 4, К.

Геохимия гранитоидов вмещения и комбинированных даек. Гранитоиды по содержанию породообразующих оксидов и минеральному составу (табл. 2) образуют три типа: розовые Na-K граниты (вмещения), трондьемиты и тоналиты (комбинированных даек). Тоналиты образуются как по периферии, так и во внутренних частях комбинированных даек на этапе внедрения базитов в граниты вмещения

(см. рис. 3, А, Б, В). Пробы С74, 3823/1 отобраны из развалов на месторождении им. П.Пинигина в т.н. 4, остальные — в т.н. 2. Граниты Na-K соответствуют высокоглиноземистым синколлизийным гранитам I- и S-типа (рис. 5, А). Тоналиты и трондьемиты обогащены относительно первых Al_2O_3 , CaO , Na_2O , FeO , TiO_2 , V, обеднены K_2O , U. По соотношению Rb, Yb и Ta тоналиты и трондьемиты близки к гранитам вулканических дуг (см. рис. 5, Б).

Все три типа гранитоидов характеризуются близкими содержаниями редких и редкоземельных элементов (см. рис. 4, И, К). При этом отношения элементов в Na-K гранитах составляют: Nb/U 2,7—4,0, Ta/U 0,04—0,1, Rb/Sr 1,0—1,3, Sm/Nd 0,12—0,15, а в

тоналитах и трондьемитах зафиксированы, в среднем, более высокие: Nb/U — 0,6—40,0, Ta/U — 0,1—0,3, Sm/Nd — 0,14—0,15, и более низкие Rb/Sr 0,2—1,0. По рассмотренным отношениям тоналиты и трондьемиты более близки к метабазитам чем Na-K граниты. Это в совокупности с полевыми наблюдениями дает возможность предполагать, образование тоналитов и трондьемитов в процессе взаимодействия Na-K гранитов с интрузирующими их базитами.

Обсуждение результатов. Рассмотренные типы метабазитов и гранитоидов встречаются в пределах одного комплекса комбинированных даек, которые характеризуются одинаковым структурным положением и структурами магматического минглинга. Морфология и структурные особенности даек свидетельствуют об их образовании на поздних стадиях коллизийного процесса, сопровождающегося гранулитовым метаморфизмом и одновременным внедрением гранитных и базитовых магм [8, 3]. Помимо механического взаимодействия, фиксируется химическое взаимодействие базитовой магмы с гранитами. Наиболее сказывается это взаимодействие на Nb/U и Ta/U. Важно то, что пары элементов Nb—U и Ta—U имеют близкие коэффициенты распределения и практически не фракционируют друг относительно друга в процессах кристаллизационной дифференциации. Пониженные величины Nb/U (37) могут служить индикатором присутствия рециклированного материала континентальной коры в обогащенном мантийном источнике [10]. Следовательно, более низкие Nb/U и Ta/U в метабазитах типов 2, 3 и 4 относительно метабазитов типа 1, и более высокие в тоналитах и трондьемитах относительно Na-K гранитов свидетельствуют о химическом взаимодействии базитовой магмы с гранитами. Рассмотрим вероятное взаимодействие расплавов в наиболее изученной т.н. 2.

При внедрении расплава метабазитов типа 1 (см. рис. 3, А, табл. 1, обр. 3977/4) происходит привнос в этот расплав SiO_2 , вынос из него K_2O и Al_2O_3 . Это приводит к повышению способности базитового расплава растворять сульфиды металлов [12] и к возникновению геохимического барьера. Расплав обогащается сидерофильными и халькофильными элементами, возникают метабазиты типа 2 (см. рис. 3, В, табл. 1, обр. 0732/4). При их кристаллизации, в отличие от метабазитов типа 1, образуется меньше амфибола и больше гиперстена, в результате чего наблюдаются меньшие концентрации легких РЗЭ и элементов левой части мультиэлементного спектра [7] (см. рис. 4, А, Б, В, Г). В подобных метабазитах образуются метаморфогенные сульфидно-арсенидные руды с золотом и гидротермальные Co-Ni-As руды с висмутом, золотом, молибденитом и другими сульфидами [4]. Руды характеризуются сидеронитовой структурой. Золото, за исключением высоких концентраций в

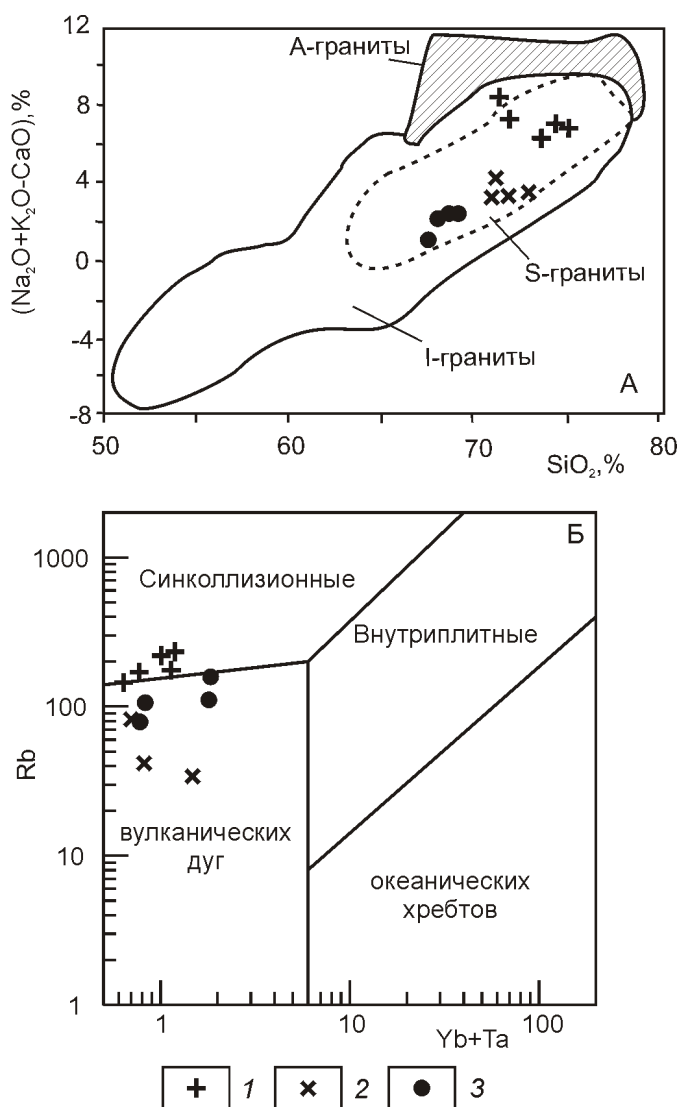


Рис. 5. Классификационные диаграммы (А) — $(Na_2O+K_2O-CaO)/SiO_2$ [по 15]; (Б) — $Rb/(Yb+Ta)$ [по 17] для вмещающих гранитов и гранитоидов комбинированных даек:

точки составов: 1 — калищатовых гранитов, 2 — трондьемитов, 3 — тоналитов

лёллингите, образует высокие концентрации в пироксенах: в ромбических до 4 г/т, в моноклинных до 1 г/т. Формируется вкрапленность магнетита, титано-магнетита, ильменита.

В некоторых случаях расплав метабазитов типа 2 подвержен ликвации и отделению силикатной части: расплава метабазитов типа 3, обедненного железом и обогащенного Al_2O_3 и MgO (см. рис. 3, А; табл. 1, обр. 0730/1,2). Ликвация устанавливается по наличию реликтовых пентландит-халькопирит-пирротитовых магматогенных руд в пределах тел метабазитов типа 3 [4] и линз магнетита в гранитах на контакте с этими породами (см. рис. 3, Б). В типе 3 метабазитов проявлен Ta-Nb минимум, связанный с меньшим количеством ильменита [7] (см. рис. 4, В, Д), из-за меньшего содержания гиперстена, заметно деплетирование промежуточными РЗЭ и меньшие концентрации тяжелых РЗЭ относительно типа 2 метабазитов [7] (см. рис. 4, В-Е). Воздействие гранитного вещества на базиты становится выраженным в обогащении К, U, Th, Ba, Rb (см. рис. 4, В, Д, И), мультиэлементные спектры для типа 3 метабазитов становятся схожими с таковыми для контаминированных базитов Чинейского массива [16].

В эндоконтактных частях базитовых тел наблюдается флюидное взаимодействие метабазитов типа 3 с гранитной магмой. Кристаллизуются полосчатые породы существенно амфиболового и полевошпатового состава (см. рис. 3, обр. 0730/3), близкие по распределению редких и редкоземельных элементов гранитоидам — метабазиты типа 4.

На основании всего изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Внедрение метабазитов медведевского комплекса в процессе коллизии и гранитообразования приводит не только к механическому, но и химическому взаимодействию гранитной и базитовой магм.

2. Влияние на состав базитового расплава корового материала устанавливается по появлению в метабазитах не характерных для мантийных пород пониженных Nb/U, Ta/U.

3. Взаимодействие гранитной и базитовой магм при внедрении приводит к перераспределению Fe, Co, Ti, V, Pt, Au и обогащению этими металлами типа 2 метабазитов медведевского комплекса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 09-05-98528-р_восток_а, Программы РАН №14.2 и совместного интеграционного гранта СО РАН № 37.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Березкин В.И. Геохимия метабазитов восточной части Олёкминской гранит-зеленокаменной области Алданского щита. — Якутск, 1992.
2. Ворона И.Д., Дзевановский Ю.К., Лагдзина Г.Ю. и др. Геологическая карта южной части Якутской АССР масштаба 1:1 500 000. — Л., 1970.
3. Кравченко А.А., Березкин В.И., Добрецов В.Н. Минглинг-структуры палеопротерозойских метабазитов медведевского комплекса, как доказательство их синколлизийной природы / Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященная памяти Л.М.Парфенова. — Хабаровск, 2007. С. 195—198.
4. Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Добрецов В.Н. Минералогия и геохимия золоторудных двупироксеновых кристаллических сланцев Алданского щита (на примере месторождения им.П.Пинигина) // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 14—24.
5. Леонова Ф.Р. Новые данные по стратиграфии архея Дес-Савгель-Хатыминского междуречья Алданского щита // Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций зоны Малого БАМа. — Якутск, 1986. С. 143—148.
6. Сальникова Е.Б. Тектоно-магматическая эволюция северного фланга зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулит-гнейсовой областей Алданского щита: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. — СПб, 1993.
7. Скляр Е.В. Интерпретация геохимических данных. — М.: Интермет Инжиниринг, 2001.
8. Скляр Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. № 3. С. 47—64.
9. Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. и др. Первые данные о синколлизийных базитах и ультрабазитах палеопротерозоя Алдано-Станового щита // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 153—165.
10. Туркина О.М. Лекции по геохимии мантии и континентальной коры: Учеб. пособие. — Новосибирск, 2008.
11. Шустов Б.Н. Требования промышленности к качеству минерального сырья. 1988.
12. Щербина В.В. Миграция элементов и процессы минералообразования. — М.: Наука, 1980.
13. Энтин А.Р., Тянь О.А. Медведевский массив основных — ультраосновных пород и его рудоносность // Бюллетень научно-технической информации. Геология и полезные ископаемые Якутии. — Якутск, 1983. С. 23—25.
14. Condie K. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes // Lithos. 2005. Vol. 79. Iss. 3—4. Pp. 491—504.
15. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // J.Petrol. 2001. Vol. 42(11). Pp. 2033—2048.
16. Gongalsky B.I., Krivolutsкая N.A., Ariskin A.A., and Nikolaev G.S. Inner Structure, Composition, and Genesis of the Cheneiskii Anorthosite-Gabbro-norite Massif, Northern Transbaikalia // Geochemistry International. 2008. Vol. 46. № 7. Pp. 637—665.
17. Pearce J.A., Harris N.B.W., and Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol., 1984. Vol. 25. Pp. 956—983.
18. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Magmatism in the oceanic basins. Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. Vol. 42. Pp. 313—345.

Нижний карбон Восточной Сибири и Верхоянья

Р.В.КУТЫГИН

Нижний карбон в рассматриваемом регионе распространен крайне ограниченно. В Восточной Сибири он в основном разрушен процессами денудации, а местами вообще не накапливался. Отмечаются лишь локальные площади развития в пределах Кютюнгдинского грабена, Ыгыаттинской и Кемпендяйской впадин и на юго-востоке Тунгусской синеклизы. Свидетельством формирования нижнекаменноугольных отложений вне этих площадей являются находки ксенолитов турнейского яруса в кимберлитовых трубках. В Северном и Западном Верхоянье нижний карбон почти повсеместно погребен под более молодыми отложениями и вскрывается только в осевых частях Хараулахского, Орулганского и Куранахского антиклинориев. Наиболее широко нижнекаменноугольные отложения распространены в Южном Верхоянье, где приурочены к Сетте-Дабанской структурной зоне и Южно-Верхоянскому синклинию [30].

Традиционно региональные схемы верхнего палеозоя Восточной Сибири и Верхоянья рассматривались и принимались на Межведомственных совещаниях отдельно и поэтому для этих районов использовались разные шкалы. В отношении раннекаменноугольного среза это не совсем удачно, поскольку территория Восточной Сибири и Верхоянья в то время представляла собой единый крупный бассейн с общей историей развития. В рамках районирования нижнего карбона, данную территорию предлагается рассматривать как **Востоносибирско-Верхоянский регион**, в котором выделяются 5 структурно-фациальных зон (СФЗ): Вилуйская, Оленёкская, Северо-, Центрально- и Южно-Верхоянская (рис. 1). Каждая из структурно-фациальных зон делится на ряд подзон, характеризующихся особым типом стратиграфического разреза. Выделение Лорикской подзоны на основе находок ксенолитов верхнетурнейского подъяруса [29] не столь существенно для стратиграфии региона, но необходимо для проведения палеогеографических и седиментологических реконструкций.

В пределах **Чонской подзоны** геологами Ботубинской экспедиции была выделена *ичодинская свита* нижнего карбона [23], стратотип которой расположен на р.Ичоде (бассейн р.Чона). Свита делится на нижнюю (60—70 м) и верхнюю (15 м) подсвиты. В основании нижней подсвиты стратотипа свиты на глинистых доломитах верхнего кембрия залегает прослой (0,6 м) зеленовато-серых конгломератов, в верхней части переходящих в гравелиты. Обломки

уплощенной формы представлены терригенно-карбонатными породами подстилающих верхнекембрийских отложений [11]. В карбонатном цементе рассеяны остатки рыбных чешуек. Выше базального слоя конгломератов залегают алевритистые известняки и мергели с прослоями алевролитов и аргиллитов. Слоистость горизонтальная, часто встречаются признаки мелководья (трещины усыхания, знаки волновой ряби и т.д.). В средней и верхней частях подсвиты развиты конгломераты, аналогичные базальным, мощностью до 1 м. Верхняя подсвита отличается преимущественно терригенным составом (аргиллиты, прослой песчаников, линзы гравелитов), более ясно выраженной тонкой горизонтальной слоистостью, меньшей плотностью и наличием дисперсного растительного материала. В обеих подсвитах встречены мелкие чешуи рыб и таксономически богатая палинофлора [11].

В **Ыгыаттинской подзоне** на размытой поверхности ордовика—верхнего девона залегает *эмяксинская свита* (до 390 м), которая иногда подстилается каолинит-гидрослюдистой корой выветривания мощностью до 1 м. Свита сложена мелко-среднезернистыми сероцветными кварцевыми песчаниками и песками с маломощными прослоями известковистых алевролитов и аргиллитов. В нижней части развит покров базальтов (до 40 м и более), который сформировался в условиях слабо расчлененного рельефа [14]. В эмяксинской свите собраны остатки рыб и палинофлоры. Из верхней части свиты известны макрофлористические остатки. Несмотря на различия в палеонтологических датировках от позднего девона до конца раннего карбона, возраст свиты принято определять началом карбона [17]. Выше без видимых следов перерыва залегает *онкучакская свита* (155 м), нижняя граница которой проводится по смене сероцветных пород красноцветными [14]. Нижняя красноцветная пачка (50 м) сложена алевритистыми доломитами с маломощными прослоями красноцветных известковистых алевролитов, песчаников и зеленовато-серых пепловых туфов. К верхам пачки состав становится более глинистый, преобладают доломитистые аргиллиты. Верхняя зеленовато-сероцветная пачка (105 м) представлена чередованием аргиллитов, алевролитов, известняков и песчаников с многочисленными прослоями пепловых туфов. В разрезе доминируют аргиллиты; в нижней части пачки развиты прослой (0,2 м) строматолитовых известняков. Свита охарактеризована филлоподами, макро- и пали-

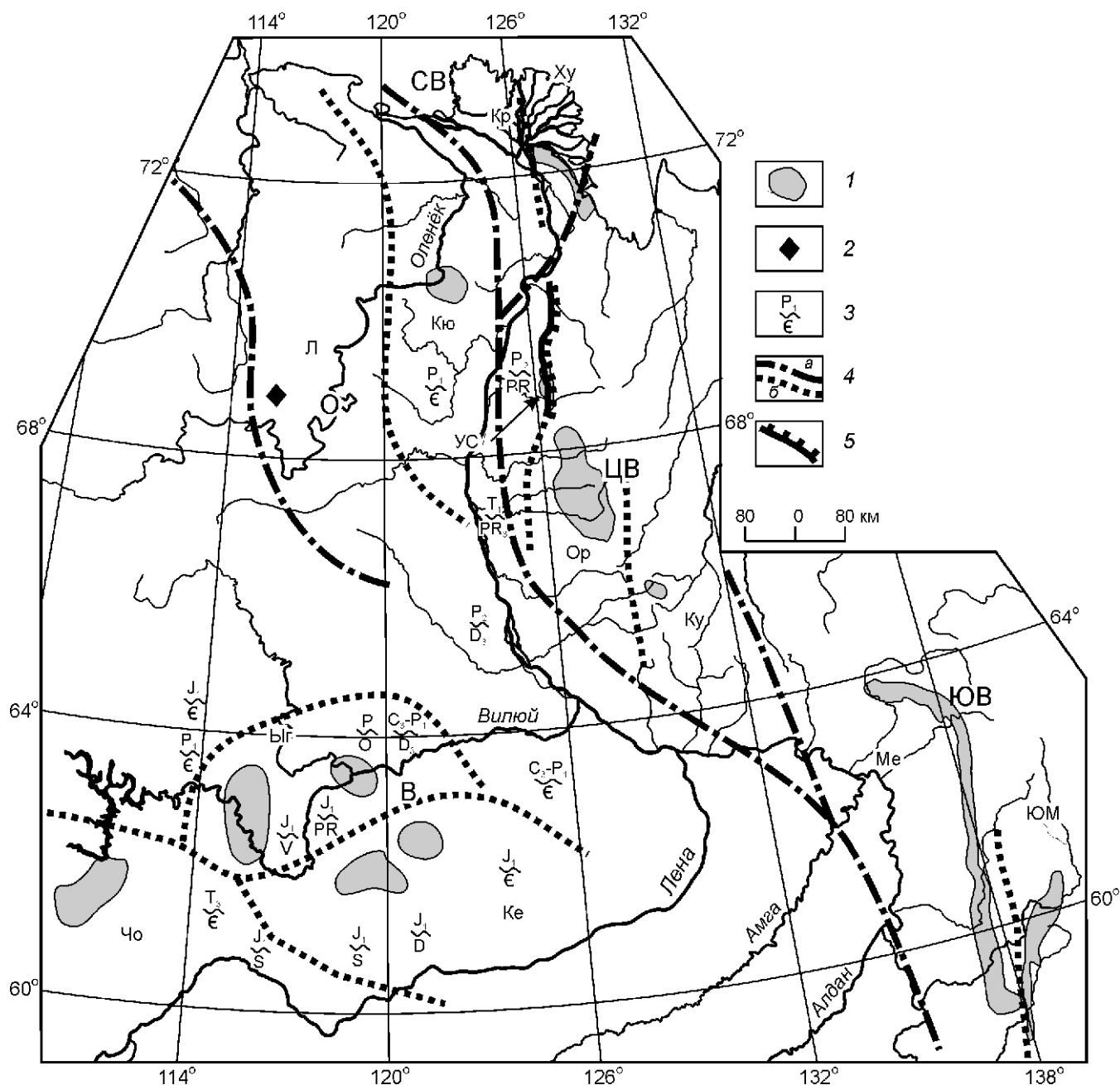


Рис. 1. Структурно-фациальное районирование нижнего карбона Восточной Сибири и Верхоянья:

1 — области распространения нижнекаменноугольных отложений; 2 — местонахождение ксенолитов нижнего карбона в кимберлитовых трубках; 3 — интервал стратиграфического несогласия; 4 — границы структурно-фациальных: а — зон, б — подзон; 5 — Орулганский надвиг; структурно-фациальные зоны: В — Вилюйская, О — Оленёкская, СВ — Северо-Верхоянская, ЦВ — Центрально-Верхоянская, ЮВ — Южно-Верхоянская; подзоны: Ху — Хараулахская, Кр — Крестьянская, Ло — Лорикская, Кю — Кютюндинская, УС — Уэль-Сиктяхская, Ор — Орулганская, Ку — Куранахская, Ме — Менкюленская, ЮМ — Юдомо-Майская, Ыг — Ыгыатинская, Ч — Чоунская, Ке — Кемпендйская

нофлорой [14], которые позволили относить онкухаскую свиту к верхнетурнейскому подъярису.

В **Кемпендйской подзоне** нижнекаменноугольные отложения, обнаженные и вскрытые рядом скважин в районе одноименной дислокации, представлены *курунгурахской свитой* (100—500 м), которая делится на четыре пачки [14]. В основании свиты развита *карбонатно-терригенная пачка* (до 140 м), сло-

женная песчаниками, мергелями, аргиллитами с прослоями известняков, доломитов, туфоалевролитов и пепловых туфов. Пачка залегает без видимых следов перемыва на намдырской свите верхнего девона. Выше по разрезу развита *сульфатоносная пачка* (до 60 м), представленная ангидритами, гипсами, глинистыми доломитами и мергелями с прослоями известковистых туфогенных и загипсованных аргилли-

тов, алевролитов, песчаников и известняков. Отмечаются стяжения халцедона. Доломиты и мергели обычно приурочены к нижней и верхней частям пачки. В этой пачке был выявлен своеобразный комплекс сложно скульптурированных миоспор. По мнению Н.Г.Пашкевича, некоторые из описанных британскими палинологами таксонов из нижнетурнейских отложений Северной Англии и Шотландии должны быть отнесены к видам, установленным из сульфатоносной пачки Кемпендьяйской подзоны [14, 24]. *Соросская (карбонатная) пачка* (60—80 м) состоит из известняков, чередующихся с аргиллитами, мергелями, песчаниками и алевролитами. В пачке отмечаются тонкие прослои пепловых туфов [14]. В известняках встречены остатки ихтиофауны, морских беспозвоночных и водорослей. Обнаруженные кости и чешуи рыб, по мнению Э.И.Воробьевой, указывают на каменноугольный возраст вмещающих отложений [14]. Карбоном ограничиваются датировки по обнаруженным в известняках фораминиферам и водорослям. Комплекс спор из соросской пачки характеризуется огромным таксономическим разнообразием без установления доминирующих видов. Близкий палинокомплекс известен в челедуйской толще верховьев р.Нижняя Тунгуска, которая относится к верхнетурнейскому-нижневизейскому подъярусам [23]. *Вулканогенно-карбонатно-терригенная пачка* представлена переслаивающимися известняками, мергелями, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, диамиктитами, брекчиями и цеолитовыми туфами. Отличительная особенность пачки — заметно повышенная роль пепловых туфов, наличие горизонтов диамиктитов и брекчий. В разрезе толщи выявлено два мощных (до 50 м) горизонта цеолитовых туфов — в основании и в верхней части. Мощность пачки 20—200 м. В ней найдены остатки рыб, лепидофиты и разнообразные миоспоры, позволяющие относить пачку к визейскому ярусу.

Нижний карбон *Кютюндинской подзоны* первоначально был разделен И.М.Битерманом с коллегами [5] на 4 толщи: терригенную, нижнюю карбонатную, гипсоносную и верхнюю карбонатную. В результате проведенного в 1973 г. геокартирования в бассейне рек Оленёк и Кютюнде М.В.Михайлов с коллегами [19] предложили нижний карбон данной территории относить к *титхской серии*, а ранее выделенные толщи рассматривать как самостоятельные свиты. Разрез нижнего карбона начинается *нуччаюрегинской свитой* (до 58 м), сложенной полифациальными лагунно-континентальными отложениями, представленными мощными (до 10 м) конгломератами, разнотекстурными песчаниками и пестрыми алевролитами. Свита с размывом залегает на различных горизонтах верхнего кембрия и развита по периферии Кютюндинского прогиба. В основании залегает слой плотного конгломерата (2—12 м). В состав конгломерата входят различные по размерам и степени окатанно-

сти гравийные (преимущественно), галечные и валунные обломки карбонатных и терригенных пород в основном кембрийского возраста, а также гальки кварца и кремней; цемент песчано-карбонатный [19]. В основании слоя встречаются глыбы (до 1 м в поперечнике) известняков. Вышележащая часть свиты представлена беспорядочно чередующимися прослоями и линзами песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность отдельных прослоев изменяется от 0,5 до 8 м. Цемент всех пород преимущественно карбонатный. Отмечается устойчивое уменьшение количества и размерности обломочного материала вверх по разрезу, одновременно обогащение пород карбонатной составляющей и латеральное уменьшение мощности свиты на север. В песчаниках свиты встречены растительные остатки, датирующие вмещающие отложения турнейским веком [19]. Выше залегает *толуопская свита*, которая сложена однообразной толщей глинистых пелитоморфных доломитов и известняков лагунно-морского происхождения. Отмечается наличие на поверхностях напластования глинистых известняков свиты знаков волновой ряби и трещин усыхания [19]. Мощность свиты, по Р.Г.Матухину [17], составляет 45—60 м, тогда как М.В.Михайлов с коллегами [19] указывали не менее 180 м. На различных уровнях свиты встречены многочисленные ископаемые двустворки и брахиоподы, позволяющие относить ее к верхнетурнейскому подъярсу. Этой датировке не противоречат находки остатков флоры и водорослей. Выше по разрезу залегает *кысылхаинская свита* (96 м), сложенная преимущественно красноцветными мергелями, аргиллитами с многочисленными прослоями, линзами и прожилками гипса. В верхней части отмечаются гравелито-песчаники. Венчается разрез нижнего карбона монотонными известняками *удаганской свиты* (10—60 м), наиболее массивные разности которой содержат многочисленные остатки брахиопод, остракод, мшанок и фораминифер, позволяющие относить свиту к нижневизейскому подъярсу.

В *Хараулахской подзоне* наиболее хорошо изучен разрез нижнего карбона на правом берегу устьевой части р.Лена в районе устья руч.Таба-Бастах-Юрэгэ, который в 1950-ых годах был изучен А.А.Межвилком [18]. Позднее этот разрез неоднократно изучался Н.Н.Лапиной, Р.В.Соломиной, А.С.Каширцевым, Н.И.Гогиной, О.И.Богуш, О.В.Юфревым, Б.С.Абрамовым и др.

Турнейский ярус здесь представлен известняками *бастахской свиты* (147 м), согласно перекрывающимися терригенно-карбонатными образованиями эбеляхской (эбэлээхской) свиты на правом берегу устьевой части р.Лена [18]. По приведенному О.И.Богуш с коллегами [4] сводному разрезу, бастахская свита в стратотипической местности состоит из шести пачек, которые исследователями отнесены к двум подсвитам. *Нижнебастахская подсвита* (пачки первая и вторая) ха-

рактируется значительной песчанистостью и доломитистостью пород. Заключенные в ней фораминиферы представлены видами широкого вертикального распространения. Подсвета отнесена к нижнему турне на основании найденных А.А.Межвилком [18] нижнекаменноугольных кораллов и по положению в разрезе ниже палеонтологически доказанного верхнего турне. В *верхнебастахской подсвете* (третья—шестая пачки) преобладают органогенно-детритовые известняки с богатым и разнообразным верхнетурнейским комплексом фораминифер. В ней различаются три части: нижняя (третья—четвертая пачки), с небольшим числом типично поздне-турнейских таксонов, средняя (пятая пачка), характеризующаяся расцветом поздне-турнейских фораминифер и верхняя, лишенная фораминифер (шестая пачка).

К югу от руч. Таба-Бастах-Юрэгэ, непосредственно выше руч. Кысам вскрывается *атырдахская свита*, которая подстилается известняками бастахской свиты. Важный момент в формировании свиты — период образования конгломератов, делящий атырдахский этап осадконакопления на две стадии, что позволило разделить свиту на две подсветы. *Нижнеатырдахская подсвета* (84 м) сложена относительно глубоководными кремнистыми отложениями, переходящими в кровельной части в мелководные глинистые отложения с примесью гравия и песка и завершающиеся пачкой конгломератов, формировавшихся в зоне подводных оползней [4]. В рассматриваемом интервале О.И.Богуш с коллегами [4] выделили 4 пачки, характеризующиеся различным литологическим составом. *Верхнеатырдахская подсвета* (197 м) в стратотипе обладает сложным терригенным и терригенно-карбонатным строением. В ней выделяются 5 пачек [4]. К средней части подсветы (шестая и седьмая пачки) приурочен наиболее тонкий глинистый материал. В верхней части подсветы встречаются линзы и прослои ракушняковых известняков с богатым комплексом брахиопод визейского возраста [2]. Выше залегающая *тиксинская свита* отличается глинистым составом. Нижняя часть свиты сложена известковистыми алевролитами и аргиллитами с глинисто-известковистыми и глинисто-фосфатными конкрециями, а верхняя — известковистыми аргиллитами и алевролитами с частыми прослоями и линзами (0,3—0,5 м) органогенных известняков. В разные годы в тиксинской свите были собраны обширные коллекции брахиопод, реже аммоидей, гастроподы, фораминиферы [3, 27], позволяющие коррелировать ее с верхневизейским подъярусом и серпуховским ярусом.

В *Крестяхской подзоне* терригенная часть нижнего карбона представлена крестяхской свитой (160 м), сложенной песчаниками и алевролитами с прослоями и линзами конгломератов и гравелитов. Свита детально описана М.Д.Булгаковой [6]. Взаимоотношение с подстилающими отложениями не установлено.

Вызывает интерес венчающий свиту слой конгломератов мощностью 12 м. Конгломераты крупногалечно-валунные (размеры обломков до 0,2—0,3 м) массивные, с разнообразной по составу галькой (известняки, мергели, кремни, алевролиты, песчаники, диабазы). Цементирующая масса — разнотекстурированный известковистый песчаник. Кроме брахиопод и кораллов раннекаменноугольного облика в конгломератах обнаружены переотложенные силурийские кораллы [2]. Нельзя исключать возможность тектонического контакта с вышележащей сокольской свитой [2], имеющей близкое к тиксинской строение. Вопрос о стратиграфическом взаимоотношении крестяхской и сокольской свит требует дополнительного изучения разреза.

До настоящего времени наиболее слабо изучен нижний карбон *Уэль-Сиктяхская подзоны*, ограниченной на востоке Орулганским надвигом. Здесь выделяются две нижнекаменноугольные пачки без установленных нижней и верхней границ. Нижняя часть разреза в среднем течении р. Ага-Куккан представлена *карбонатной пачкой* (видимая мощность 130 м), сложенной черными битуминозными органогенно-детритовыми известняками, содержащими кремнистые стяжения [9]. Эти известняки перекрываются *конгломератовой пачкой* (видимая мощность 110 м), контакт между которыми скрыт под осыпью. Пачка состоит из чередующихся слоев валунно-галечных полимиктовых и гравийно-мелкогалечных олигомиктовых конгломератов [9]. Возраст стратона определяется условно по литолого-фациальной аналогии с подзонами Северо-Верхоянской структурно-формационной зоны. Карбонатная пачка сопоставляется с верхнебастахской подсветой Хараулахской подзоны, а конгломератовая — с крестяхской подсветой одноименной подзоны.

Нижнекаменноугольные отложения *Орулганской подзоны*, вскрывающиеся в междуречье Джарджан и Уэль-Сиктях, первоначально были отнесены А.Н.Наумовым [21] к *агакуканской свите*. Она рассматривалась в широком объеме и в терригенных верхах захватывала нижнюю часть былькатской свиты. В основании свиты залегают органогенные известняки мощностью до 40 м, характеризующиеся остатками кораллов и брахиопод. Эту часть разреза предлагается обособить в *карбонатную пачку*. Остается дискуссионным объем нижележащей *артыганской свиты*, сложенной алевролитами и песчаниками [21]. В верхней части свиты отмечаются прослои песчаных известняков. Вероятно, эта терригенно-карбонатная часть артыганской свиты (*терригенно-карбонатная пачка*) относится к нижнетурнейскому подъярису и является аналогом «переходной» толщи между эбеляхской и бастахской свитами Хараулаха (нижнебастахская подсвета). Верхняя терригенная часть нижнекаменноугольного разреза Орулганской подзоны охарактеризована *былькатской свитой*

(500—800 м), выделенной Л.А.Мусалитиным [20]. Она сложена песчаниками с прослоями и линзами углистых аргиллитов, алевролитов и конгломератов и охарактеризована богатым комплексом флористических остатков, отнесенных Н.А.Шведовым [31] к намюру.

В *Куранахской подзоне* нижний карбон вскрывается только верхними частями, относимыми к *серджахской свите*, которая была выделена Ю.В.Сафоновым и В.С.Гриненко на руч.Чечим-Баал (верховья р.Дянышка) [26]. В последние годы разрез изучался И.В.Будниковым, Р.В.Кутыгиным и Л.Г.Перегоедовым. Свита сложена песчаниками массивными (до 40—70 м) крупнокослоистыми средне-крупнозернистыми, реже мелко-среднезернистыми косоволнисто- и пологоволнистослоистыми, чередующимися с пачками (до 30—40 м) переслаивания разнозернистых алевролитов, которые вверх по разрезу постепенно грубеют. Это дельтовый уровень, представляющий собой регрессивную часть крупного трансгрессивно-регрессивного этапа. В алевролитах были обнаружены раковины двустворок *Wilkingia* cf. *regularis* (King), которые, по заключению А.С.Бякова, имеют визейский—серпуховский возраст. В свите встречаются также флористические остатки. Взаимоотношение с подстилающими отложениями до сих пор не установлено, видимая мощность свиты 235 м. Серджахская свита отнесена к серпуховскому ярусу,

по своему литофациальному строению она, вероятно, является аналогом былыкской свиты Орулганской подзоны.

Разрез нижнего карбона *Менкюленской подзоны*, подробно рассмотренного В.А.Ян-жин-шином [32] и Б.С.Абрамовым [1, 2], начинается с органогенных известняков *хамамытской свиты* (до 150 м) турнейского яруса, в которых повсеместно встречаются брахиоподы, гастроподы, кораллы, фораминиферы, двустворки, криноидеи, мшанки и водоросли. Иногда обнаруживаются остатки панцирей трилобитов. Согласно устному сообщению А.В.Журавлева, в верхней части хамамытской свиты найдены конодонты *Polygnathus* sp. и *Polygnathus* cf. *longiposticus*. По данным А.П.Кропачева с коллегами [15], эта свита в стратотипической местности подстилается якской, имеющей также раннекаменноугольный возраст. Это представление было оспорено Б.С.Абрамовым [2], по мнению которого якская свита была выделена ошибочно, поскольку носит сборный характер (визейские отложения с отторженцами верхнедевонских известняков). Выше хамамытской свиты залегают куранахская, чугучанская, овлачанская и хатынахская свиты нижнекаменноугольной части верхоянского терригенного комплекса. Эти свиты послойно описаны Б.С.Абрамовым [1, 2]. Восточнее Менкюленской подзоны разрез существенно изменяется за счет увеличения в отложениях обломочного и вулканоген-

Региональные стратиграфические шкалы нижнего карбона Сибири и Верхоянья

Общая стратиграфическая шкала		Сибирская платформа		Верхоянье			Восточносибирско-Верхоянский регион				
		Источники									
Ярус	Подъярус	[25]		[28]	[2]		[12]	Авторский вариант (Р.В.Кутыгин)			
		Горизонт		Горизонт	Горизонт		Горизонт	Горизонт	Подгоризонт	Слой с аммоноидеями	
Серпуховский				Тушамский	Хатынахский		Хатынахский (нижняя часть)	Тиксинский	Верхний	<i>Neoglyphioceras septentrionale</i>	
	Яфанский										
Визейский	Верхний			Серебрянский	Ротайский		Овлачанский		Нижний	<i>Neoglyphioceras abramovi</i>	
					Чугучанский		Чугучанский				<i>Neoglyphioceras americanus</i>
	Нижний				Серебрянский	Киринский		Киринский	Атырдахский		
						Базовский		Базовский			
Турнейский	Верхний	Ханельбиринский		Ханельбиринский	Хамамытский		Хамамытский	Бастахский	Верхний	Аммоноидеи не известны	
	Нижний								Нижний		

но-обломочного материала, связанного со сносом осадков со стороны Охотской зоны, что позволило выделить в Южно-Верхоянской структурно-формационной зоне *Юдомо-Майскую подзону*, строение нижнего карбона которой рассмотрено ранее [12, 13].

Прежде чем приступить к корреляции рассмотренных разрезов необходимо принять за основу Региональную стратиграфическую шкалу (РСШ), что до сих пор являлось проблематичным по ряду рассмотренных ниже причин.

На Сибирском Всесоюзном совещании [25] для всей Сибирской платформы горизонтное расчленение было принято лишь для верхнего турне (ханельбиринский горизонт) и нижней части нижнего визе (серебрянский горизонт). Для остальной части разреза горизонты не устанавливались (см. таблицу), что усложняло корреляцию местных разрезов. Согласно последнему постановлению МСК России [28], ханельбиринский горизонт стал сопоставляться с турнейским ярусом, а серебрянский — с визейским. Серпуховскому ярусу в пределах Сибирской платформы стал соответствовать тушамский горизонт. Приведенная региональная шкала вызывает ряд сомнений. Два первых горизонта установлены в Норильском районе (р.Фокина) [16] и хорошо отражают особенность пограничных турне-визейских отложений района, однако их использование для всей Сибирской платформы проблематично, т.к. ханельбиринский горизонт в стратотипе залегает со стратиграфическим несогласием на девоне и нижняя часть турнейского яруса в горизонте отсутствует. Тушамский горизонт установлен по одноименной свите, выделенной в Средней Сибири [22]. Последовательное стратиграфическое взаимоотношение серебрянского и тушамского горизонтов носит спорный характер, обусловленный неоднозначным пониманием возраста обеих свит и отсутствием единого разреза с заведомо серебрянским и тушамским горизонтами. В пределах Сибирской платформы не известно ни одной структурно-фациальной зоны, в которой был бы распространен нижний карбон в полном объеме, что вынуждает исследователей составлять региональную стратиграфическую шкалу из разрозненных фрагментов. В этом отношении Верхоянье более подходящий для составления эталонной шкалы район, т.к. на его территории вследствие длительного талассократического режима нижний карбон формировался в полном объеме и его толщи вскрываются в единых разрезах, палеонтологически хорошо охарактеризованных и детально изученных многочисленными исследователями, что было подробно рассмотрено Б.С.Абрамовым [2]. В указанной работе приведена модернизированная схема горизонтного расчленения нижнекаменноугольных отложений Верхоянья, по которой к турнейскому ярусу отнесен хамамытский горизонт, к визейскому — базовский, киринский, чугучанский и ротайский, а к серпуховскому — яфанский и хаты-

нахский. Ротайский и яфанский горизонты были установлены в разрезах тиксинской свиты устья р.Лена, а все остальные — в Южном Верхоянье. Объединение в единой шкале географически разобщенных стратонов справедливо критиковал А.Г.Клец [12], который предложил заменить ротайский и яфанский горизонты на ранее использовавшийся овлачанский горизонт, выделенный как и все остальные в Южном Верхоянье. Именно такое горизонтное расчленение и было принято МСК России [28] с некоторыми изменениями возрастных диапазонов региональных стратонов. По сравнению со схемой Б.С.Абрамова [2], граница между визейским и серпуховским ярусами была повышена до подошвы хатынахского горизонта, а верхняя граница нижнего карбона, напротив, понижена и помещена внутрь этого же горизонта. Таким образом, объем серпуховского яруса в регионе был сокращен до нижней части хатынахского горизонта. При всей детальности схемы горизонтной разбивки карбона Южного Верхоянья, созданная Б.С.Абрамовым, имеет один серьезный недостаток — она разработана в районе, характеризующемся сложными чешуйчато-надвиговыми структурами, которые, при низкой контрастности толщ, диагностируются с большим трудом, что может привести к ложным выводам о вертикальной последовательности стратонов. На серьезные ошибки в стратиграфических построениях Б.С.Абрамова, связанные с неправильной структурной интерпретацией разреза, обратил внимание Г.А.Гурьев и В.Г.Ганелин [10]. Поэтому, возникли сомнения в ненарушенности стратиграфической последовательности базовского, киринского, чугучанского, овлачанского и хатынахского горизонтов, что потребовало разработки новой региональной стратиграфической шкалы, представленной в данной статье.

Нижний карбон в Восточносибирско-Верхоянском регионе представляет собой крупное полифациальное стратиграфическое тело трансгрессивно-регрессивного строения. При этом отчетливо выделяются три последовательные части, которые могут рассматриваться в качестве бастахского, атырдахского и тиксинского горизонтов (рис. 2).

Бастахский горизонт. Стратотипом является одноименная свита, установленная А.А.Межвилком [18] на правом берегу устьевой части р.Лена (бастахский разрез). Горизонт представляет собой завершающий этап ранне-среднепалеозойского преимущественно карбонатного осадконакопления и характеризуется отложениями кремнисто-карбонатной формации турнейского возраста [7]. Характеристика, как литологическая, так и фаунистическая, очень выдержана по площади распространения. Горизонт повсеместно представлен темно-серыми криноидными, иногда полидетритовыми, часто битуминозными известняками с желваками черных кремней. Мощность его изменяется в пределах 50—150 м, реже до

200—300 м и только в Ыгыаттинской подзоне превышает 400—500 м. Делится на два подгоризонта. *Нижнебастахский подгоризонт* (нижний турне) сложен карбонатно-теригенными осадками и в литолого-седиментационном отношении наследует особенности верхнедевонских отложений. Верхнебастахский подгоризонт (верхний турне) является маркирующим для всего региона, поскольку сложен относительно монотонными органогенными известняками, которые наблюдаются как в разрезах, так и в ксенолитах осадочных пород в кимберлитовых трубках и в обломках более молодых конгломератов. В объеме бастахского горизонта по брахиоподам устанавливаются слои с *Prospira settedabanica* [12]. Кроме обширного комплекса брахиопод, бастахский горизонт охарактеризован фораминиферами, остракодами, филлоподами, трилобитами, кораллами, двустворками, криноидеями, конодонтами, рыбами, флорой и споропыльцевыми комплексами. Бастахское время (турнейский век) в регионе характеризуется крупным трансгрессивным этапом и смещением береговой линии Верхоянского моря в направлении Сибирского континента. Слабый снос осадочного материала в Верхоянский бассейн производился многочисленными мелкими водотоками, что является отличительной особенностью рассматриваемого временного промежутка. В период максимума трансгрессии (позднетурнейское время) происходило затопление Верхоянским морем огромной части северо-востока (в современных координатах) Сибирского континента и формирование широкого карбонатного шельфа, верхняя часть которого продвинулась до Анабарского палеоподнятия.

Атырдахский горизонт. Стратотип — одноименная свита, установленная А.А.Межвилком [18] на правом берегу устьевой части р.Лена в 4 км к югу от руч. Таба-Бастах-Юрэгэ, непосредственно выше руч. Кысам. Особенности строения горизонта связаны с ослаблением трансгрессии моря, прогибанием дна Верхоянского бассейна и активизацией воздымающих движений Сибирского континента [7, 8]. Горизонт соответствует нижневизейскому подъярису. В этом интервале А.Г.Клец [12] установил три обширных комплекса брахиопод, характеризующие слои: *Spirifer besnossovae*, *Echinoconchus punctatus* — *Dictyoclostus tixensis* и *Striatifera striata* — *Andreaspira snjatkovi*. Кроме брахиопод в горизонте установлены комплексы фораминифер, остракод, мшанок, кораллов, рыб, палинологических остатков. В атырдахское время началась регрессия Верхоянского бассейна, продолжавшаяся до конца раннего карбона. В начале визейского века преимущественно карбонатный седиментогенез завершился, а формировавшиеся в это время глинисто-кремнистые осадки предшествовали началу образования в регионе верхоянского терригенного комплекса. В ранневизейское время, вероятно, происходило только заложение

дельты р.Палеовиллой, поэтому снос обломочного материала с Сибирского континента в Верхоянский бассейн был незначительным и существенно уступал интенсивности осаднения илов, кремнистых и карбонатных осадков в депрессионных зонах бассейна.

Тиксинский горизонт. Стратотип — одноименная свита, установленная А.А.Межвилком [18] на правом берегу устьевой части р.Лена. По палеонтологическим характеристикам делится на два подгоризонта. *Нижнетиксинский подгоризонт* (верхневизейский подъярус) по объему соответствует брахиоподовым слоям с *Orulganina gunbiniana* [12] и аммоноидным слоям с *Goniatites americanus* (нижняя часть подгоризонта) и *Neoglyphioceras abramovi* (верхняя часть подгоризонта). Кроме брахиопод и аммоноидей в подгоризонте известны комплексы фораминифер, двустворок, гастропод и кораллов. К верхнетиксинскому подгоризонту (серпуховский ярус) относятся брахиоподовые слои с *Balkhashiconcha sarytchevae* — *Spirifer byrangi* [12] и аммоноидные слои с *Neoglyphioceras septentrionale*. Для подгоризонта в различных частях региона характерны обширные комплексы фораминифер и флоры. Встречаются остатки двустворчатых и брюхоногих моллюсков. Тиксинский горизонт представляет собой финальную стадию раннекаменноугольного трансгрессивно-регрессивного этапа и характеризуется в центральной части Верхоянья мощными флороносными дельтовыми отложениями, а в краевых областях — заполнением глинистыми осадками ранее некомпенсированных депрессионных зон. В стратотипической местности тиксинская свита перекрывается тугасирской свитой башкирского яруса, нижняя часть которой сопоставляется с имтанджинским горизонтом Западного Верхоянья.

Автор очень признателен А.В.Прокопьеву и О.В.Королевой за ценные замечания и редакцию статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ №№ 08-05-00155, 09-05-98518-р_восток и Программы РАН 17.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов Б.С.* Биостратиграфия каменноугольных отложений Сетте-Дабана. — М.: Наука, 1970.
2. *Абрамов Б.С., Григорьева А.Д.* Биостратиграфия и брахиоподы нижнего карбона Верхоянья. — М.: Наука, 1986.
3. *Андрианов В.Н.* Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1985.
4. *Богущ О.И., Герасимов Е.К., Юферов О.В.* Нижний карбон низовьев Лены. — М.: Наука, 1965.
5. *Битерман И.М., Кутейников Е.С., Леонов Б.Н.* и др. Новые данные о нижнекаменноугольных отложениях северо-востока Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1962. Т. 144. № 3. С. 613—616.
6. *Булгакова М.Д.* Крестьянские конгломераты устья р.Лена и условия их образования // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 3. С. 127—134.

7. Булгакова М.Д. Палеогеография Якутии в раннем-среднем палеозое. — Якутск, 1996.
8. Булгакова М.Д., Коробицын А.В., Семенов В.П., Ивенсен В.Ю. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Верхоянья. — Новосибирск: Наука, 1976.
9. Булгакова М.Д., Лазебник К.А., Сукнева Л.С. Новые данные о базальных конгломератах верхоянского комплекса (нижний карбон хр. Орулган) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 9. С. 61—72.
10. Гурьев Г.А., Ганелин В.Г. Южное Верхоянье // Диагностика и картирование чешуйчато-надвиговых структур. Методическое пособие. — С-Пб, 1994. С. 83—94.
11. Дукардт Ю.А., Блажскун Д.В., Шаталов В.И. и др. О нижнем карбоне юго-восточной части Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1986. № 6. С. 35—41.
12. Клец А.Г. Верхний палеозой окраинных морей Ангарида. — Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2005.
13. Клец А.Г., Кисляков С.Г. Региональные стратиграфические подразделения карбона севера Хабаровского края // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 1. С. 18—24.
14. Колодезников К.Е. Девон и нижний карбон западной части Вилуйской синеклизы. — М.: Наука, 1982.
15. Кропачев А.П., Кропачева Г.С., Иогансон А.К., Гурьев Г.А. Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений севера Сетте-Дабана (Южное Верхоянье) // Советская геология. 1980. № 9. С. 56—67.
16. Лапина Н.Н. Доугленосные нижнекаменноугольные отложения Сибирской платформы // Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. — Новосибирск: Наука, 1967. С. 194—196.
17. Матухин Р.Г. Девон и нижний карбон Сибирской платформы (состав, условия осадконакопления, минерализация). — Новосибирск: Наука, 1991.
18. Межвилк А.А. Стратиграфия Северного Хараулаха // Советская геология. 1958. № 7. С. 43—61.
19. Михайлов М.В., Харьюзов Л.С., Штейн Л.Ф. Стратиграфия каменноугольных отложений северо-востока Сибирской платформы // Советская геология. 1979. № 2. С. 93—97.
20. Мусалитин Л.А. К выделению былыкской, собопольской и халджинской свит в толще верхнепалеозойских отложений бассейна р.Собопол // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. 1961. Вып. 4. С. 69—77.
21. Наумов А.Н. Каменноугольные отложения западного склона хребта Орулган (Северное Верхоянье) // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. 1961. Вып. 24. С. 5—12.
22. Нейбург М.Ф. О тушамской свите Тунгусского бассейна — аналоге острогской свиты Кузбасса // Докл. АН СССР. 1956. Т. 110. № 2. С. 267—268.
23. Нижний карбон Средней Сибири. — Новосибирск: Наука, 1980.
24. Паишевич Н.Г. Новые виды среднепалеозойских отложений Кемпедяйских дислокаций // Палинологическая характеристика палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Якутии. — Якутск: Книжное изд-во, 1971. С. 26—40.
25. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири, часть II (средний и верхний палеозой), 1979 г. — Новосибирск, 1982.
26. Соломина Р.В. Каменноугольная система // Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист Q-52, 53. — Верхоянск—Л.: ВСЕГЕИ, 1984. С. 9—13.
27. Соломина Р.В., Лунгерсгаузен Г.Ф., Захаров В.В. Разрезы каменноугольных и пермских отложений Хараулахского хребта // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. — Л.: Недра, 1970. С. 8—20. (Тр. НИИГА, Т. 154).
28. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. — С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008.
29. Тарабукин В.П., Каныгин А.В., Смирнов Д.Л. и др. Находки палеозойских конодонтов в ксенолитах кимберлитовых трубок Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 6. С. 834—842.
30. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
31. Шведов Н.А. Растительные остатки // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. — Л.: Недра, 1970. С. 141—150. (Тр. НИИГА; Т. 154).
32. Ян-жин-шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинария. — Якутск, 1983.

Корреляция верхнесилурийских и нижнедевонских отложений арктических регионов Азии

В.В.БАРАНОВ

Несмотря на многолетнюю историю изучения стратиграфии среднего палеозоя арктических регионов Азии проблема корреляции верхнесилурийских и нижнедевонских отложений Центрального Таймыра и северо-запада Сибирской платформы с Глобальной стратиграфической шкалой до настоящего времени фактически не решена. Это отражается на качестве палео- и биогеографических реконструкций и в итоге на прогнозной оценке и поисковых критериях полезных ископаемых. Корреляция верхнесилурийских и нижнедевонских отложений этих регионов с ярусами Глобальной стратиграфической шкалы [12] проводилась по бентосным группам фауны через промежуточные разрезы Урала, Прибалтики и Подолии и привела к ошибкам в определении возраста лито- и биостратиграфических подразделений.

Верхнесилурийские и нижнедевонские отложения арктических районов Северо-Востока России по сравнению с указанными регионами характеризуются полнотой, непрерывной стратиграфической последовательностью разрезов. Наряду с многочисленными остатками бентосной фауны здесь присутствуют разнообразные нектонные животные: конодонтофориды, акантоды и позвоночные. В раннем девоне по брахиоподам территория Северо-Востока России, Центрального Таймыра и северо-запада Сибирской платформы входили в состав Таймыро-Колымской палеозоогеографической области [1]. Из всех перечисленных регионов только на Северо-Востоке России возраст пржидольских и раннедевонских зональных комплексов брахиопод, табулятоморфных и четырехлучевых кораллов обоснован подвидом

Схема корреляции пржидольских и нижнедевонских отложений арктических регионов Азии

Система	Отдел	Ярус	Стандартная конодонтовая шкала	Корреляция стратиграфических схем		
				Северо-Восток России [2]	Центральный Таймыр	Северо-запад Сибирской платформы
				Горизонт	Слон/Лона	Горизонт
Девонская	Нижний	Эмский	Patulus	Геремганджинский	Wijdeaspis arctica	Мантуровский (нижняя часть)
			Serotinus			
			Inversus	Николаевский	Долганские	
			Nothoperbonus			
			Excavatus		Тарибигайские	
			Kitabicus			
		Пражский	Pireneae	Галкинский	Юнхондские	Разведочнинский
				Ледниковский		
			Kindlei	Дарский	Даксанские	
			Sulcatus	Короткинский	Толбатские Урюмские	Курейский
		Лохковский	Pesavis	Гонский	Белокаменские	Зубовский
			Delta			
			Eurekaensis			
			Hesperius	Самырский		Мукдэкенский
Силурийская	Верхний	Пржидолский	Eosteinchor-Nensis	Талынджинский	Холуханский	

ми и видами-индексами конодонтовых зон Глобальной стратиграфической шкалы и космополитными видами конодонтофорид, встречающихся в стратотипах ярусов [2, 3]. Автор данной публикации, опираясь на эти данные, разработал новую схему корреляции верхнесилурийских и нижедевонских отложений арктических регионов Азии.

Верхнесилурийские (пржидольские) отложения арктических районов Северо-Востока России (Селенняхский кряж, хребты Тас-Хаяхта и Улахан-Сис) представлены талындинским горизонтом с многочисленными остатками брахиопод и конодонтов. По присутствию общих видов брахиопод *Atrypoides phoca* (Salter), *Collarothyris canaliculata* (Wenjukov) и конодонтов *Spathognathodus primus geniatius* Baranov этот горизонт сопоставляется со скальским горизонтом Подолии [7, 8], белушьянским и карповским горизонтами о.Вайгач [7, 10] и западного склона Приполярного Урала [4], а также майзасской свитой юго-востока Западно-Сибирской плиты [5]. На Центральном Таймыре и северо-западе Сибирской платформы в отложениях пржидольского яруса фаунистические остатки не обнаружены, поэтому талындинский горизонт условно сопоставляется с холюханским горизонтом (см. таблицу).

В самырском горизонте Северо-Востока России встречаются космополитные виды брахиопод

Gypidula pelagica (Barrande), *Atrypinella delicata* M. et I. Breivel, *Howellella angustiplicata* (Kozlowski) (*H. propria* T. Modzalevskaya), *H. laeviplicata* (Kozlowski) и конодонт *Ozarkodina remscheidensis* (Ziegler) (см. рисунок, А) [2, 3], а в гонском горизонте — табуляты *Favosites socialis* Sokolov et Tesakov и конодонты *Ozarkodina repetitor* (Carls et Gandl) и *Latericriodus postwoschmidtii* (Mashkova), наличие которых позволяет уверенно сопоставлять эти горизонты с лохковским ярусом Баррандиена, борщовским и чортковским горизонтами Подолии, саумским горизонтом восточного склона Урала, овинпармским горизонтом западного склона Урала и верхней половиной майзасской свиты юго-востока Западно-Сибирской плиты. Находки в основании белокаменных слоев Центрального Таймыра *Howellella angustiplicata* (Kozlowski) (*H. propria* T. Modzalevskaya) позволяют коррелировать их с самырским и гонским горизонтами Северо-Востока России. В мукдэкенском горизонте северо-запада Сибирской платформы найдены только раннедевонские табуляты *Tiverina vermiculata* Sokolov et Tesakov [9]. На Северо-Востоке находки этого вида неизвестны, поэтому самырский горизонт условно сопоставляется с мукдэкенским горизонтом, а гонский — с зубовским и нижней половиной курейского горизонта северо-запада Сибирской платформы.

Характерные виды раннедохловских (А), ранне- (Б) и позднепржевальских (В) брахиопод Северо-Востока России:

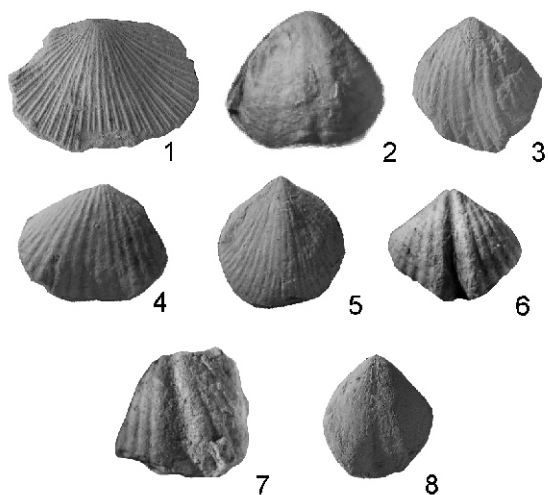
А — брюшные створки: 1 — *Fardenia attenuata* (Amsden); экз. 197/1 (ув. 1,8); Селенняхский кряж, правобережье р.Талынды, водораздел ручьев Самыра и Зеленый; нижний девон, самырский горизонт; 2 — *Gypidula pelagica* (Barrande); экз. 197/2 (ув. 1); Южное Верхоянье, хр.Сетте-Дабан, правобережье р.Восточная Хандыга, руч.Тихий; возраст тот же; 3 — *Tikhyrhynchus settedabanicus* Baranov; экз. 197/3 (ув. 1); местонахождение и возраст те же; 4 — *Kholbotchonia nikolaevi* Baranov; экз. 197/4 (ув. 3); восточный склон хр.Тас-Хаяхта, правый борт р.Куранах-Юрх; нижний девон, самырский горизонт; 5 — *Atrypinella delicata* M. et I. Breivel; экз. № 197/5 (ув. 1,7); Южное Верхоянье, хр.Сетте-Дабан, правобережье р.Восточная Хандыга, руч.Тихий; нижний девон, самырский горизонт; 6, 7 — *Howellella angustiplicata* (Kozlowski); 6 — экз. 197/6 (ув. 1,4), 7 — экз. 197/7 (ув. 2); местонахождение и возраст те же; 8 — *Fastigata longa* Alkhovik et Baranov; экз. 197/9 (ув. 2); восточный склон хр.Тас-Хаяхта, левый борт р.Берелех; нижний девон, самырский горизонт; Б — брюшные створки: 1 — *Spinatrypina tichiensis* Rzonitskaja; экз. 197/10 (ув. 1,5); Селенняхский кряж, правобережье р.Талынды, руч.Гон; нижний девон, короткинский горизонт; 2 — *Sibirioechia lata* Alekseeva; экз. 197/11 (ув. 1,5); Селенняхский кряж, правобережье р.Сакинджа, руч.Серп; возраст тот же; 3 — *Cyrtina legiunculae* sp. nov.; экз. 197/12 (ув. 1,5); Селенняхский кряж, правобережье р.Талынды, руч.Гон; возраст тот же; 4 — *Sulcicostula tichiensis* (Alekseeva); экз. 197/13 (ув. 1,5); Селенняхский кряж, правобережье р.Сакинджа, руч.Вилка; возраст тот же; 5 — *Howellella mercuriformis* Kulikov; экз. 197/14 (ув. 2,3); Селенняхский кряж, правобережье р.Талынды, руч.Кривой; возраст тот же; 6 — *Howellella prima* Alekseeva; экз. 197/15 (ув. 1,5); местонахождение и возраст те же; В — брюшные створки: 1 — *Schizophoria grande* Baranov; экз. № 197/17 (ув. 1); Селенняхский кряж, правобережье р.Талынды, руч.Гон; нижний девон; галкинский горизонт; 2 — *Cortezorthis chobotschalensis* (Alekseeva); экз. 197/18 (ув. 1); местонахождение и возраст те же; 3 — *Iydelinia procerula* (Barrande); экз. 197/19 (ув. 1); хр.Тас-Хаяхта, правый борт р.Халим, возраст тот же; 4 — *Trigonirhynchia ventricosa* (Alekseeva); экз. 197/20 (ув. 1,3); хр.Улахан-Сис, левобережье р.Кресты, правый борт руч.Крестовка; возраст тот же; 5 — *Trigonirhynchia jurata* Baranov; экз. 197/21 (ув. 1); хр.Тас-Хаяхта, левый борт р.Геремганджа; возраст тот же; 6 — *Taimyrrhynchus taimyricus* (Nikiforova); экз. 197/22 (ув. 1); Селенняхский кряж, правобережье р.Талынды, руч.Кривой; возраст тот же; 7 — *Ivanothyris costilatus* Baranov et Alkhovik; экз. 197/23 (ув. 1,3); Селенняхский кряж, правобережье р.Талынды, руч.Гон; возраст тот же; 8 — *Eoreticularia lata* Baranov et Alkhovik; экз. 197/24 (ув. 1,3); местонахождение и возраст те же; 9 — *Cranaena tinctoradiata* Cooper et Cloud; экз. 197/25 (ув. 2); Селенняхский кряж, правобережье р.Талынды, водораздел ручьев Неличена и Ледниковый; возраст тот же

Основные противоречия возникают при корреляции пражских отложений Северо-Востока России, Центрального Таймыра и северо-запада Сибирской платформы. На Северо-Востоке России комплекс табулят, ругоз и брахиопод короткинского горизонта пражского яруса имеет много общих видов с урюмскими и толбатскими слоями Центрального Таймыра [11]. К ним относятся ругозы *Pseudotryplasma altaica* (Dybowski) и брахиоподы *Gypidula pelagica* (Barrande) (*G. gypidula gibbosa* Tschermakova), *Spinatrypina tichiensis* Rzonitskaya, *Dubovikovirhynchus settedabanicus* Rzonitskaya (*Hebetoechia vagranica parva* Tschermakova), *Sibirioechia lata* Alekseeva (*S. oblonga* Alekseeva), *C. legiunculae* sp. nov. (*Cyrtina praecedens* Kozłowski), *Howellella prima* Alekseeva, *H. mercuriformis* Kulikov (см. рисунок, Б). Раннепражский возраст данного комплекса органических остатков определяется комплексом конодонтов зоны *Eognathodus sulcatus sulcatus* — *Gagievodus marinae* [2]. На этом основании, короткинский горизонт Северо-Востока России сопоставляется с базальными сло-

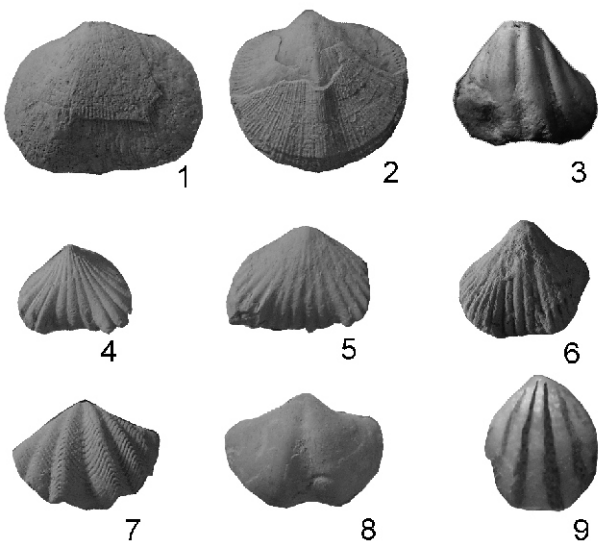
ями пражского яруса Баррандиена, урюмскими и толбатскими слоями Центрального Таймыра. Такой вариант корреляции снимает давнее противоречие по зигенскому (пражскому) возрасту остатков рыб, которые обнаружены на урюмском и верхнекурейском уровнях (определения Д.В.Обручева и Л.И.Новицкой), т.е. верхняя половина курейского горизонта должна сопоставляться с урюмскими слоями Центрального Таймыра, короткинским горизонтом Северо-Востока России и базальными слоями пражского яруса Баррандиена. На юго-востоке Западно-Сибирской плиты в нижнепражских отложениях зафиксированы находки брахиопод *Cyrtina praecedens* Kozłowski (*C. legiunculae* sp. nov.), которые на Северо-Востоке России появляются в верхней половине гонского горизонта (поздний лохков) и вымирают в раннепражское время [2, 3].

Не менее проблематична корреляция пограничных пражско-эмских отложений Центрального Таймыра и северо-запада Сибирской платформы с Глобальной стратиграфической шкалой. На Северо-Востоке Рос-

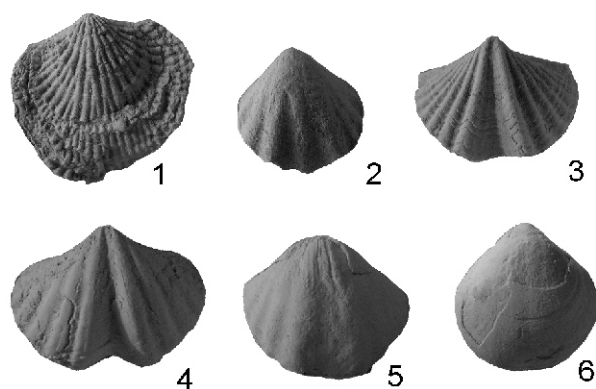
А



Б



Б



сии комплекс брахиопод галкинского горизонта, представленный *Cortezorthis chobotschalensis* (Alekseeva), *Trigonirhynchia ventricosa* (Alekseeva), *Taimyrrhynch taimyricus* (Nikiforova), *Howellella yacutica* Alekseeva и др. (см. рисунок, В) встречается совместно с видом-индексом верхнепражской конодонтовой зоны *Polygnathus pireneae* Boersma. Непосредственно выше последних находок *Trigonirhynchia ventricosa* (Alekseeva) и *Taimyrrhynch taimyricus* (Nikiforova) появляется вид-индекс нижнеэмской конодонтовой зоны *Polygnathus kitabicus* Yolkin et al. (*P. dehiscens*), т. е. нижнюю границу эмского яруса в вышеуказанных регионах необходимо понизить и проводить по исчезновению *Trigonirhynchia ventricosa* (Alekseeva) и др. В таком случае, ледниковский и галкинский горизонты Северо-Востока России должны коррелироваться с юнхондскими и большей частью таригайских слоев Центрального Таймыра и верхней половиной разведочнинского горизонта северо-запада Сибирской платформы и верхней половиной пражского яруса Глобальной стратиграфической шкалы.

В связи с повышением нижней границы эмского яруса на Центральном Таймыре и северо-западе Сибирской платформы удревняется возраст долганских слоев и мантуровского горизонта. Присутствие в долганских слоях конодонтов *Polygnathus dehiscens* Philip et Jackson (*P. kitabicus* Yolkin et al.), *Pandorinellina expansa* Uyeno et Mason и табуляты *Favosites goldfussi* d'Orbigny позволяет сопоставить их с николаевским горизонтом, а слои с *Wijdeaspis arctica* с геремганджинским горизонтом Северо-Востока России. Слабая палеонтологическая характеристика мантуровского горизонта северо-запада Сибирской платформы не позволяет однозначно установить его возраст [6]. Поэтому по положению в разрезе между фаунистически охарактеризованными нижним девонем (разведочнинская свита) и живетским ярусом среднего девона (юктинская свита) возраст мантуровского горизонта датируется эмсом—эйфелем, а его нижняя половина соответствует николаевскому и геремганджинскому горизонтам Северо-Востока России и эмскому ярусу Глобальной стратиграфической шкалы.

Анализ географического и стратиграфического распространения космополитных видов конодонтов и бентосных групп фауны (ругозы, табуляты, брахиоподы) из верхнесилурийских и нижнедевонских отложений арктических районов Северо-Востока России позволил сделать следующие выводы:

1. Обосновать положение границ ярусов нижнего девона и проследить их на сопредельных территориях арктических регионов Азии (Центральный Таймыр и северо-запад Сибирской платформы).

2. Провести прямую корреляцию нижнедевонских отложений арктических регионов Азии с ярусами Глобальной стратиграфической шкалы.

3. Кардинально изменить возрастную датировку и объем биостратиграфических подразделений нижнего девона на Центральном Таймыре и северо-западе Сибирской платформы.

Фотографии брахиопод сделаны сотрудником лаборатории стратиграфии и палеонтологии ИГАБМ СО РАН А.Г.Степановым. Коллекция брахиопод под № 197 хранится в Геологическом музее ИГАБМ СО РАН, г.Якутск.

Автор выражает благодарность Р.В.Кутыгину и О.В.Королевой за критические замечания в процессе подготовки статьи к печати.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 09-05-98518-р_восток_а и 09-04-00757) и Программы № 17.5 РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева Р.Е. Палеозоогеографические области Евразии раннего девона (по брахиоподам) // Палеонтологический журнал. 1992. № 1. С. 3—13.
2. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия нижнего девона восточной Якутии (Северо-Восток России). —Якутск, 2001.
3. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия силура и девона Восточной Якутии (Северо-Восток России). —М., 2002. Деп. в ВИНТИ. № 41-В2002.
4. Безносова Т.М. Сообщества брахиопод и биостратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона северо-восточной окраины палеоконтинента Балтия. —Екатеринбург, 2008.
5. Дубатов В.Н., Краснов В.И., Ратанов Л.С. и др. Литостратиграфическое расчленение и корреляция разрезов параметрических и разведочных скважин // Стратиграфия палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты. —Новосибирск: Наука, 1990. С. 5—37.
6. Матухин Р.Г., Меннер В.В., Соколов П.Н., Решетняк Д.Р. Стратиграфическая основа девонской системы Сибирской платформы. Препринт. —Новосибирск, 1995.
7. Машкова Т.В. Конодонты биозоны *Spatognathodus steinbornensis* о.Вайгач // Стратиграфия и фауна силурийских отложений о.Вайгач. —Л., 1970. С. 210—234.
8. Никифорова О.И. Стратиграфия и брахиоподы силурийских отложений Подолы. —М.: Госгеолтехиздат, 1954.
9. Тесаков Ю.И., Штейн Л.Ф., Базарова Л.С. и др. Стратиграфическое расчленение силурийских отложений р.Кулюмбэ / Силур Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделения. —Новосибирск: Наука, 1979. С. 57—69.
10. Черкесова С.В. Гребенской горизонт силура о.Вайгач / Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача. —Л.: НИИГА, 1970. С. 5—23.
11. Черкесова С.В., Матухин Р.Г. Корреляция нижнедевонских отложений р.Тарей и Норильского района северо-запада Сибирской платформы / Стратиграфия и фауна нижнедевонских отложений тарейского опорного разреза (Таймыр). —С-Пб: Недра, 1994. С. 202—204.
12. Bultynck P. ed. Subcommission on Devonian Stratigraphy. Recognition of Devonian series and stage boundaries in geological areas // Courier Forsch. Inst. Senckenberg. 2000. Bd. 225.

Схема стратиграфии четвертичных отложений хребта Улахан-Тас (Восточная Якутия)

А.И.СЕРГЕЕНКО, И.Н.БЕЛОЛОБСКИЙ

Улахан-Тасский район расположен в Индигиро-Алазейском междуречье, в нижнем течении рек, и охватывает непосредственно хр.Улахан-Тас и прилегающее с севера Кондаковское плоскогорье. На западе район граничит с Яно-Индигирской низменностью, на востоке — с Алазея-Колымской (см. рисунок).

Эти отложения в обн. А-2 «Иван» подразделяются на 2 толщи: нижняя, мощностью 10 м, представлена неяснослоистыми темно-серыми глинистыми алевритами с незначительным количеством растительных остатков (корешки, стебли растений). Встречаются бурые прослои и линзы торфяников мощностью 5—10 см.

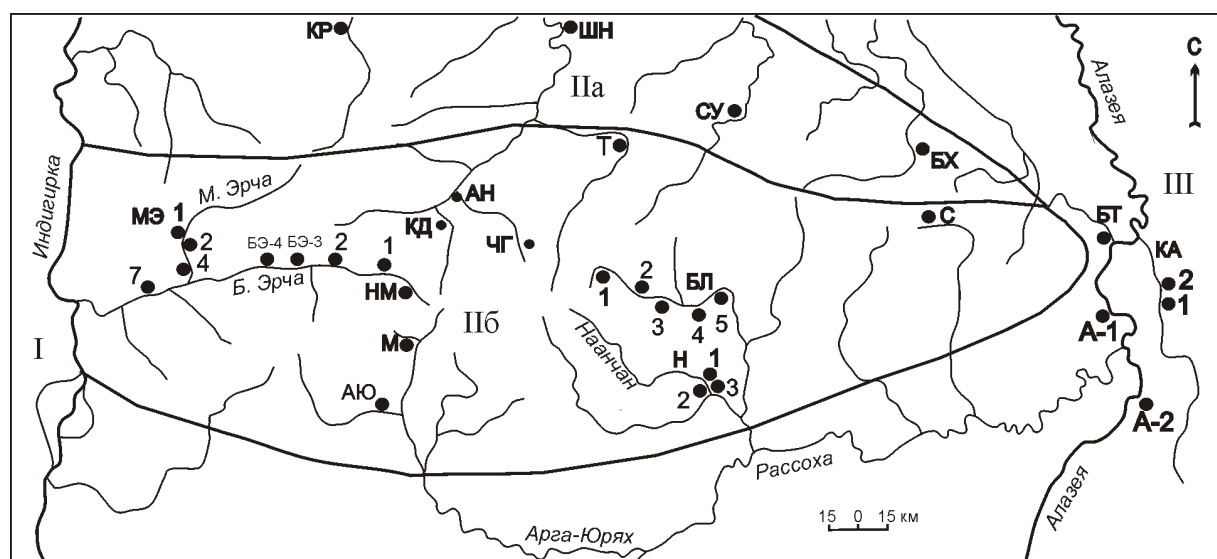


Схема районирования и расположения разрезов четвертичных отложений хр.Улахан-Тас:

районы: I — Яно-Индигирская низменность; II — Улахан-Тасский: (Па — Кондаковское плоскогорье, Пб — хр. Улахан-Тас); III — Алазея-Колымская низменность; разрезы: БЭ — Большая Эрча; МЭ — Малая Эрча; КР — Керемесит; ШН — Шандрин; НМ — Нямнягинджа; КД — Кейлем-Дюнюм; АН — Антыкчан; АЮ — Арга-Юрях; М — Мокрундя; ЧГ — Чогоручу; Т — Телех; СУ — Сундрун; БЛ — Балыктах; Н — Наанчан; БХ — Большой Хомус-Юрях; БТ — Большой Таамар; С — Солдат; А — Алазея; КА — Кусаган-Атта; цифры — номера обнажений

Новые биостратиграфические и палеомагнитные исследования позволили существенно уточнить и дополнить ранее предложенную схему стратиграфии четвертичных отложений этого района [7]. В предлагаемой статье четвертичные отложения рассматриваются в возрастном диапазоне поздний эоплейстоцен — голоцен (см. таблицу).

Поздний эоплейстоцен—ранний неоплейстоцен. Олерский надгоризонт. Олерская свита. Парастратотипический разрез олерской свиты выделен [2, 5, 6] в бассейне среднего течения р.Алазея. Наиболее полные разрезы позднеэоплейстоцен—ранненеоплейстоценовых осадков изучены в долинах рек Алазея (обнажения А-1, -2 «Иван») и Кусаган-Атта (обнажения КА-1, -2) в основании 20—30-метровой аккумулятивной террасы (см. рисунок).

Характерная особенность палинокомплексов (здесь и далее, если не указано иначе, определения Л.П.Жариковой) из этих отложений рек — преобладание травянисто-кустарничковой группы, в которой доминирует пыльца злаковых и полыней, включая такие виды, которые в настоящее время на данной территории не произрастают (*Artemisia macrantha*, *A. scoparia*, *A. Vulgar*). Древесно-кустарниковая группа во всех спектрах немногочисленна и представлена в основном пылью мелколиственных ив, тополей, древовидных и кустарниковых форм ольхи и березы. Пыльца хвойных (ель, тсуга, лиственница, различные сосны, в т.ч. *Pinus sect. Cembra*) встречается редко. В группе спор доминируют споры зеленых мхов, плаунов, хвощей, папоротниковых и единичные зерна лесных видов плаунов.

Схема стратиграфии четвертичных отложений хр.Улахан-Тас

Общая стратиграфическая шкала					Возраст, млн. лет	Ортозоны	Региональная стратиграфическая шкала		Корреляция местных						
Система	Надраздел	Раздел	Звено	Ступень			Надгоризонт	Горизонт	Кондаковское плоскогорье			Хр. Улахан-			
								Восточная часть Яно-Индигорской низменности (р. Аччыгы-Аллаиха) по [6]	реки Керемесит, Шандрин	р. Сундун	р. Большой Хомус-Юрх	р. Большая Эрча, обнажение 7	р. Большая Эрча, обнажения 2, 3, 4	р. Малая Эрча, обнажения 1, 2, 4	
Четвертичная	Плейстоцен	Неоплейстоцен	Верхнее	III ₄	0,01	Брюнес	Едомный	Сартанский	Воронцовская свита	Низкая и высокая пойма, I надпойменная терраса, аласные отложения, комплекс водораздельных образований			Низкая и высокая пойма, I надпойменная		
				III ₃				Молотковский	Алевриты с повторно-жильным льдом (ГЖЛ) сп, тк, дк	5-8 м					
				III ₂				Ойягосский	Алевриты льдистые, сп, тк, дк до 20 м						
				III ₁				?	Пески дк, тк, сп до 8 м						
	Плейстоцен	Неоплейстоцен	Среднее	II ₄	0,1		Керемеситский		Аччагытская св. Пески, суглинки дк, тк, сп до 10 м	Алевриты сп, дк, тк до 18 м	Керемеситская свита	Керемеситская свита			
				II ₃				Аллаиховская св. Алевриты тк, сп, дк до 20 м	Пески дк, тк, сп до 6 м	Алевриты дк, тк, сп 6 м	Алевриты сп, дк, тк 20 м				
				II ₂				?	?	?	?				
				II ₁				?	?	?	?				
	Эоплейстоцен	Неоплейстоцен	Нижнее	I ₂	0,3		Олерский		Аканский	Олерская св. Алевриты дк, тк, сп 6 м	?	Олерская свита Алевриты дк, тк, сп			
				I ₁				Чукачинский	Пески, алевриты сп, тк, дк до 6 м	?	?				
				E ₂				?	?	?	?				
				E ₁				?	?	?	?				
Подстилающие породы								Mz	?	?	?	Mz	Mz	?	

Примечание: Споро-пыльцевые группы: дк - древесно-кустарниковые, тк - травянисто-кустарничковая, сп - споровая.

Верхняя толща, мощностью 12 м, сложена темно-серыми с голубоватым оттенком алевитовыми песками с линзовидными включениями торфа. В основании прослеживается линза сиреневых песков. В выделенных спорово-пыльцевых спектрах пыльца значительно преобладает над спорами. В этих спектрах древесно-кустарниковая группа представлена, кроме пыльцы ольховника и кустарниковых берез, еще пыльцой лиственницы, древовидных берез (секции *Albae* и *Costata*), ольхи, елей и сосен. В травянисто-кустарничковой группе доминирует пыльца злаковых, значительно содержание пыльцы осоковых, гвоздичных, верескоцветных и полыней, в т.ч. *Artemisia macrantha* Lebed. Встречаются единичные зерна двулепестника (*Circaea*). Указанные два вида в настоящее время на севере не растут. В споровой группе доминируют споры зеленых мхов, значительно содержание спор сфагновых мхов и папоротниковых, присутствуют споры лесных видов плаунов.

Охарактеризованные спорово-пыльцевые спектры близки по составу к палинологическим комплексам из отложений стратотипического разреза олерской

свиты в среднем течении р.Бол.Чукочьа [8] и парастратотипического разреза в среднем течении р.Алазея [2, 5], расположенного в непосредственной близости от обнажения А-2 «Иван».

Сходство геоморфологического положения, условий залегания и фациального состава осадков в долинах рек Кусаган-Атта, Алазея и в разрезах бассейна р.Бол.Чукочьа, сопоставимость их палеомагнитных данных (инверсия геомагнитного поля, связанного со сменой палеомагнитных эпох Матуяма и Брюнес) [5] позволяет отнести время формирования нижней толщи описываемых отложений к позднему эоплейстоцену (чукачинский горизонт) и верхней — к раннему неоплейстоцену (аканский горизонт).

На северо-западе Кондаковского плоскогорья в нижней части обнажения в долине нижнего течения рек Керемесит и Шандрин олерская свита [1], представленная аллювиально-озерными тонкослоистыми алевитами и песками с многочисленными прослойками растительного детрита и маломощными линзами гравия, причем подошва свиты находится ниже уреза воды. Видимая мощность 21 м. По палеофаунистическим

стратиграфических подразделений					Бассейн среднего течения р. Алазея			Бассейны рек Чукотской и Алазея по [6]
Тас								
реки Телех, Балыктах, обнажение 1, Солдат	реки Кейлем-Дюном, Антыкчан, Чогоручу	реки Мокрундя, Арга-Юрх	реки Наанчан, Балыктах, обнажения 2, 3, 4	р. Балыктах, обнажение 5	р. Большой Таамар	р. Алазея, обнажение 2 "Иван"	р. Кусаган-Атта	
терраса, аласные отложения, комплекс водораздельных образований					Низкая и высокая пойма, I надпойменная терраса, аласные отложения, комплекс водораздельных образований			Низкая и высокая пойма, I надпойменная терраса, аласные отложения, комплекс водораздельных образований
Едомная свита Алевриты льдистые тк, сп, дк 15 м	Едомная свита Алевриты льдистые ПКП сп, тк, дк 1 м Алевриты, торфяники тк, сп, дк 0,5 м Пески, алевриты сп, тк, дк до 11 м Галечники дк, тк, сп 6 м	Алевриты льдистые, сп, тк, дк 2-3 м Галечники дк, тк, сп 3 м	Едомная свита Алевриты льдистые, сп, тк, дк более 7 м Пески, галечники дк, тк, сп 7 м	Едомная свита Алевриты льдистые сп, тк, дк 1 м Алевриты, торфяники дк, тк, сп 2 м Пески, алевриты сп, тк, дк более 4 м ?	Едомная свита Алевриты льдистые сп, тк, дк 10 м Алевриты, торфяники сп, тк, дк 1 м Алевриты льдистые сп, тк, дк более 6 м	Едомная свита Алевриты льдистые сп, тк, дк более 3 м ?	Едомная свита Алевриты льдистые сп, тк, дк более 3 м ?	Едомная свита Алевриты льдистые, тк, сп, дк 25-30 м ?
Галечники с валунами тк, дк, сп 4-6 м					?	Мастахская свита Алевриты, пески сп, тк, дк ? ? ? ?		Мастахская свита Пески пылеватые дк = тк, сп сп, тк, дк дк = тк, сп до 30 м
						Оперская св. Алевриты дк, тк, сп 12 м Алевриты, глины тк, дк, сп более 10 м ?	Оперская свита Алевриты, пески тк, дк, сп более 9 м ?	Оперская св. Верх. подсвита Алевриты тк, сп, дк до 15 м Нижн. подсвита Пески сп = тк, дк 22 м ?
?	Mz	Mz	P ₂	?	?	?	?	N ₂

(олерский фаунистический комплекс), палинологическим (смена вверх по разрезу «холодных» спектров на более «теплолюбивые») и палеомагнитным данным были выделены две толщи: нижняя — верхнезооплейстоценовая (чукачинский горизонт) и верхняя — нижнезооплейстоценовая (аканский горизонт).

На востоке Кондаковского плоскогорья в спорово-пыльцевых спектрах, выделенных из отложений нижней части обнажения в долине р. Бол. Хомус-Юрх, (определения А.И. Томской), преобладает пыльца древесно-кустарниковых, в т.ч. древовидной березы, ольхи, лиственницы и сосен. В травянисто-кустарниковой группе доминирует пыльца злаковых, значительно содержание пыльцы осоковых, гвоздичных, верескоцветных. В споровой группе превалируют споры зеленых мхов, меньше сфагновых мхов и папоротниковых, присутствуют споры лесных видов плаунов. По своему геоморфологическому положению, фацальной принадлежности, палинокомплексам, сопоставимости [5] палеомагнитных данных эти отложения сходны с олерской свитой в Керемеситском разрезе [1], что позволяет отнести

время их формирования к позднему зооплейстоцену — раннему неоплейстоцену.

В пределах хр. Улахан-Тас в долине р. Бол. Эрча в основании 8—10-метровой аккумулятивной террасы залегают галечники, мощностью до 6 м. (см. рисунок, обнажения БЭ-2, -3, -4). Исходя из однотипности выделенных из этих отложений спорово-пыльцевых спектров с олерскими палинокомплексами, можно датировать их накопление также поздним зооплейстоценом — ранним неоплейстоценом.

Средний неоплейстоцен. Керемеситский надгоризонт. Керемеситская свита. Описываемые отложения широко распространены и в зависимости от геолого-геоморфологических условий осадконакопления различаются по составу. Стратотипический разрез свиты (надгоризонта) выделен на северо-западе Кондаковского плоскогорья в средней части обнажения в долине нижнего течения р. Керемесит [1, 5, 6]. С размывом на олерской свите залегают алевриты и тонкозернистые пески, насыщенные растительным детритом с прослойками торфа мощностью 24 м, перекрытые едомными образованиями.

Керемеситская свита подразделяется на две толщи: нижняя преимущественно песчаная, растительность древесно-кустарниковая; верхняя алевроитовая, растительность тундростепная.

Среднеплейстоценовый возраст керемеситской свиты установлен на основе многочисленных фаунистических находок, флористических, палеомагнитных данных [6].

Восточнее, на северной окраине Кондаковского плоскогорья, эти отложения в средней части 30—40-метровой аккумулятивной террасы р.Бол.Хомус-Юрях, а также в долине р.Сундрун представлены горизонтально-слоистыми серыми алевроитами с прослоями (3—7 см) коричневато-бурых глинистых алевроитов. Мощность слоя 20 м. Залегают на олерской свите и перекрываются едомными льдистыми алевроитами.

Палинокомплексы из этих отложений (определения А.И.Томской) характеризуются господством группы спор, абсолютное большинство которых принадлежит зеленым мхам, в меньших количествах хвощам, сфагновым мхам, папоротниковым, плаунам, сибирским плаункам. Древесно-кустарниковая группа представлена немногочисленной пылью березы тощей, ольховника, кедрового стланика. Пыльца травянисто-кустарниковых принадлежит в основном верескоцветным, осоковым, злаковым, гвоздичным и полыням. Охарактеризованные спектры по составу пыльцы и спор аналогичны спектрам из отложений стратотипического Керемеситского разреза. Среднеплейстоценовый возраст этих осадков подтверждается палеомагнитными исследованиями [5].

В пределах хр.Улахан-Тас, состав описываемых отложений существенно меняется. В долине р.Бол.Эрча в средней части 8—10-метровой аккумулятивной террасы (см. рисунок, обнажения БЭ-3, -4) они представлены песками, алевроитами с мелкой галькой мощностью до 0,5 м. Ближе к осевой части хребта состав осадков более грубообломочный. В долинах рек Малая Эрча (обнажения МЭ-2, -3, -4), Телех (обн. Т), Балыктах (обн. БЛ-1), Солдат (обн. С) отложения преимущественно валунно-галечные, залегают непосредственно на коренных породах, перекрываются едомной свитой (см. рисунок). Сходство выделенных из этих отложений спорово-пыльцевых спектров с керемеситскими палинокомплексами может свидетельствовать об их одновозрастности.

Мастахская свита. Отложения были изучены в бассейне среднего течения р.Алазея (обн. А-2 «Иван»). Они представлены серыми, горизонтально-слоистыми мелкозернистыми песками, алевроитами с тонкими прослоями растительного детрита, залегающими на олерской свите, перекрываемые едомными льдистыми алевроитами.

Характерная особенность выделенных спорово-пыльцевых спектров — высокое содержание спор, большинство которых принадлежит зеленым мхам, меньше спор сфагновых мхов, папоротнико-

вых, мало плаунков, плаунов и хвощей. В древесно-кустарниковой группе присутствует значительное количество пыльцы лиственницы, елей из секций *Omorica*, *Eupicea*, сосны из секций *Cembra*, ольхи и березы из секций *Albae* и *Costata*. В этих спектрах редко отмечаются пыльца полыней и споры плаунов, произрастающих в настоящее время гораздо южнее.

Полная аналогия геофлористического положения, литологии, палинокомплексов в отложениях обнажения А-2 «Иван» и в расположенном в его непосредственной близости парастратотипического разреза мастахской свиты (Q_2^2) «Алазейское 2», позволяет датировать охарактеризованные осадки средним неоплейстоценом [5, 6].

Верхний неоплейстоцен. Первая ступень. В горной части аллювиальные отложения выявлены в долине руч.Чогоручу (обн. ЧГ), где они представлены галечниками мощностью 6 м с мелкими валунами, залегающими на коренных породах.

В спорово-пыльцевых спектрах из этих отложений преобладают древесно-кустарниковая группа, в которой доминирует пыльца ольховника, несколько меньше пыльцы берез, значительная ее часть принадлежит представителям секции *Albae* и *Costata*. Присутствуют единичные зерна лиственницы, сосны обыкновенной и кедровой, ольхи. Травянисто-кустарниковая группа представлена преимущественно пылью верескоцветных, осоковых и злаковых. Спор мало, они принадлежат сфагновым и зеленым мхам, плаунку сибирскому, плаунам и папоротниковым.

В изученных спорово-пыльцевых спектрах по сравнению со спектрами из отложений среднего неоплейстоцена увеличивается содержание пыльцы древесно-кустарниковой группы, в т.ч. древовидной березы, ольхи, лиственницы и сосен, свидетельствующее о некотором потеплении климата в начале позднего неоплейстоцена (первый термохрон).

Едомный надгоризонт. Едомная свита (ледовый комплекс) широко распространена. Залегает с резким несогласием на разновозрастных отложениях. Едомный надгоризонт разделен на 3 горизонта.

Ойягосский горизонт. В горной части (долинах) — серые мелкозернистые пески, буровато-серые алевроиты со слабо выраженной косой слоистостью. Мощность этих образований здесь достигает 9—11 м: Бол.Эрча (обнажения БЭ-7, -2, -3, -4), Кейлем-Дюньом (КД), Антыкчан (АН), Чогоручу (ЧГ), Балыктах (обн. БЛ-5). В низменной части, в бассейне среднего течения р.Алазея, в долине р.Бол.Таамар (БТ) отложения представлены льдистыми темно-серыми алевроитами, плотными, неяснослоистыми, мощностью 6 м.

Спорово-пыльцевые спектры, отличаются преобладанием группы спор, состоящих в основном из зеленых мхов, реже сфагновых мхов, папоротниковых. Древесно-кустарниковая группа представлена немногочисленной пылью березы тощей, ольховни-

ка, кедрового стланика. Пыльца травянисто-кустарниковых принадлежит в основном верескоцветным, осоковым, злаковым, гвоздичным и полыням. Положение этих образований под датированными радиоуглеродным методом каргинскими слоями, безлесный травянисто-моховой характер растительности, отражающий холодный климат, позволяет отнести их накопления к ойягосскому криохрону.

Молотковский горизонт в горной части, в долинах ручьев Мокрундя (обн. М), Арга-Юрях (обн. АЮ), Наанчан (обн. Н), представлен галечниками мощностью до 7 м. В предгорной части осадки имеют более тонкозернистый состав. Ближе к хребту, в долине руч.Балыктах (БЛ-4), они представлены серыми разнотекстурными слоистыми песками с примесью гравия в нижних частях разреза мощностью 3 м. С удалением от хребта в долинах рек Керемесит, Шандрин, Сундрун (обн. М), Бол.Хомус-Юрях (обн. БХ), Бол.Эрча (обнажения БЭ-7, -2, -3, -4), Кейлем-Дюньом (КД), Антыкчан (АН), Чогоручу (ЧГ), руч.Балыктах, (обн. БТ-5), Бол.Таамар (БТ) (см. рисунок) они сменяются серыми и буровато-серыми слоистыми алевроитами, зачастую с оторфованными прослоями. В низах разреза встречаются обломки древесины, в т.ч. древовидной березы. Мощность достигает 10 м. По радиоуглеродным датировкам на обнажении Бол.Таамар (37980 860 МАГ-158) [3] и в совокупности с палинологическими определениями (лесотундровый характер растительности, свидетельствующий о потеплении климата), время формирования описываемых отложений относится к молотковскому термохрону.

Сартанский горизонт. Отложения распространены повсеместно, представлены преимущественно льдистыми алевроитами с многочисленными повторно-жильными льдами. Общая мощность отложений 7—10 м. Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из этих отложений (определения А.И.Томской), характеризуются преобладанием спор, среди которых доминируют зеленые мхи и плаунки сибирские. От палинокомплексов из ойягосских осадков они отличаются меньшим количеством или вообще отсутствием в своем составе пыльцы ольхи, лиственницы и спор сфагновых мхов, плаунов и папоротниковых. Геоморфологическое положение, литологический состав, «холодный» палинокомплекс, непосредственное перекрытие радиоуглеродно датированных молотковских осадков позволяет отнести формирование этой толщи к сартанскому криохрону.

К **голоцену** относятся осадки речных пойм, верхние части аласных отложений и комплекс водораздельных и склоновых образований. Состав растительности в основном лесотундровый, свидетельствует об относительно теплом климате по сравнению с сартанским временем.

Таким образом, в пределах хр.Улахан-Тас и его обрамления на протяжении четвертичного периода формировались следующие группы осадков: верхнеэоплейстоцен-нижнеэоплейстоценовые (олерский горизонт); среднеэоплейстоценовые (керемеситский надгоризонт); верхнеэоплейстоценовые (первая ступень); верхнеэоплейстоценовые (едомный надгоризонт); голоценовые.

Корреляция со смежными районами: на западе с Яно-Индибирской низменностью, на востоке — с Алазея-Колымской: олерский и едомный надгоризонты сопоставимы в полном объеме; в восточной части Яно-Индибирской низменности керемеситскому надгоризонту его средней части соответствуют аллаховская и ачкагыйская свиты [4, 6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башилин Д.К., Жигульцева С.Н., Овандер М.Г. Плиоцен-нижнеплейстоценовые отложения на востоке Яно-Индибирской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 130—135.
2. Гриненко О.В., Минюк П.С. Палеомагнетизм и стратиграфия верхнекайнозойских отложений бассейна р.Алазея (Северная Якутия) // Палеомагнетизм и проблемы стратиграфической корреляции. —Магадан, 1985. С. 124—132.
3. Каплина Т.Н., Лахтина О.В., Рыбакова Н.О. Кайнозойские отложения среднего течения р.Алазея (Колымская низменность) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8. С. 51—63.
4. Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. —М.: Изд-во АН СССР, 1963.
5. Минюк П.С. Магнито-стратиграфия кайнозоя Северо-Востока России. —Магадан, 2004.
6. Решение Межведомственного совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982 г.): Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Востока СССР. —Магадан, 1987.
7. Сергеев А.И., Казанцев А.С., Лыков Ю.В., Томская А.И. Кайнозойские отложения хр.Улахан-Тас // Геология кайнозоя Якутии. —Якутск, 1982. С. 34—45.
8. Шер А.В. К обоснованию возраста рыхлых отложений среднего течения р.Алазея (Колымская низменность) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258. № 1. С. 179—182.

Особенности морфологии и палеоэкологии Чекуровского мамонта

Г.Г.БОЕСКОРОВ (ИГАБМ СО РАН), А.П.ЧЕРКАШИНА (Якутский государственный университет), И.Н.БЕЛОЛЮБСКИЙ, А.И.ЗАЙЦЕВ (ИГАБМ СО РАН)

Шерстистый мамонт (*Mammuthus primigenius* Blum.) — важный элемент в биостратиграфии средне- и верхнеплейстоценовых отложений Северной Евразии и Северной Америки. Целые трупы и скелеты этих животных, изредка вытаявающие в многолетне-мерзлых регионах, кроме того, несут информацию об особенностях их анатомии и морфологии, а также, о палеогеографической и палеоэкологической обстановках в периоды их существования.

В музее археологии и этнографии Якутского государственного университета (ЯГУ) экспонируется скелет мамонта, до настоящего времени практически не описанный (рис. 1). В двух публикациях были освещены только результаты спорово-пыльцевых исследований отложений, вмещавших этот скелет и содержимого остатков его желудка 11, 16. В то же время этот экспонат, названный по месту его обнаружения «Чекуровским мамонтом» (рис. 2), представляет собой редкую находку скелета взрослой самки мамонта и заслуживает отдельного описания. Полученные радиоуглеродные датировки этого скелета, а также и сведения по палеогеографии среды обитания этого животного могут дополнить представления о биостратиграфии верхнего неоплейстоцена низовьев р.Лена.

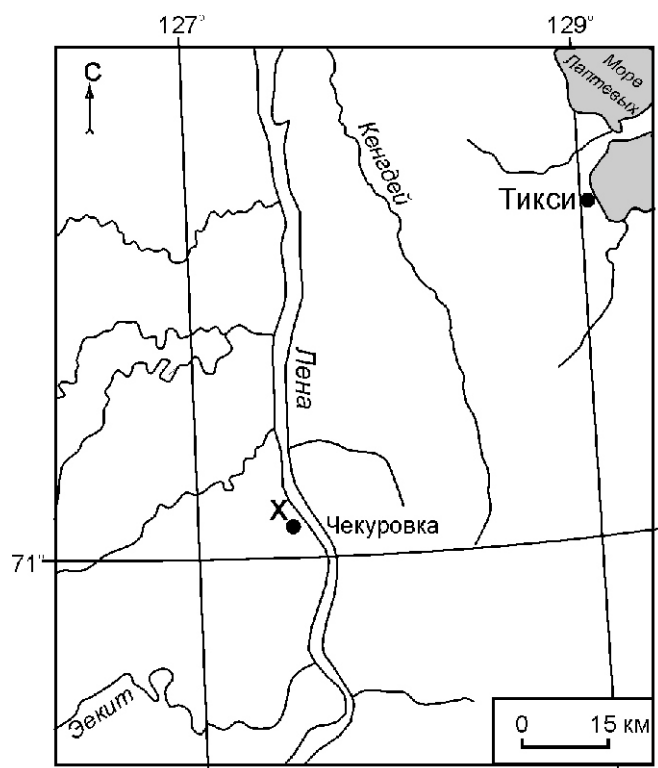


Рис. 2. Местонахождение Чекуровского мамонта (X)



Рис. 1. Скелет Чекуровского мамонта в смонтированном виде

История находки. В июле 1960 г. на левом берегу р.Лена в 2,5 км ниже пос.Чекуровка Булунского района студенты группы РМ-59 инженерно-технического факультета ЯГУ, проходившие здесь полевую практику, нашли отдельные кости мамонта. Заинтересовавшись ими, руководитель практики доцент, В.Н.Яковлев, организовал в этом месте раскопки. Студентами в течение двух недель был выкопан практически целый скелет мамонта. Также были найдены шерсть, остатки кожи, сухожилий, полуразложившегося мяса и внутренностей, в частности, желудок с остатками пищи. Шерсть была двух цветов — желтого на холке и бурого на брюхе. Длина покровных волос достигала 50 см, подшерстка — 2 см. Не были найдены левые большая и малая берцовые кости, хвостовые позвонки, левая стопа, а также части кистей, правой стопы и многие ребра. Скелет был доставлен в Якутск в ЯГУ и в октябре 1960 г. смонтирован В.А.Амузинским и А.И.Зайцевым.

Местонахождение и литология. Скелет Чекуровского мамонта был найден на левом берегу р.Лена, на I надпойменной аккумулятивной террасе. Высота ее составляет 17—20 м. Терраса сложена толщей тонких, сверху переветренных и пылеватых песков и супесей 3. Место захоронения мамонта находилось в середине неглубокого распадка, промытого в обрыве и заполненного оползнями, в одном из которых обнаружены вмержшие остатки трупа мамонта 11. Отдельные кости его конечностей были растащены по склону на 10—15 м. Позвоночник и череп залегали в анатомическом порядке. Судя по костям

скелета, труп лежал на спине головой вниз. Такое неестественное положение погибшее животное могло принять вторично в результате сползания со склона.

Хронология. По скелету Чекуровского мамонта имеется несколько радиоуглеродных датировок. Первая из них, полученная в начале 70-х годов XX века — 26600 ± 1600 лет, указывает на конец каргинского межледникового или на границу этого межледникового и сартанского оледенения. Однако большая погрешность этой даты (± 1600 лет) свидетельствует о невысокой ее точности. В 2000 г. при посредстве Р.Д.Макфи в лаборатории β -аналитики (Beta Analytic laboratory, Флорида, США) были получены три новых радиоуглеродных определения абсолютного возраста костей этого мамонта: 22 760 ± 80, 22 940 ± 100 и 23 220 ± 110 лет по образцам, взятым из разных частей скелета. Близкие друг другу датировки указывают на начало последнего сартанского оледенения. Скорее всего, они наиболее верно отражают время гибели Чекуровского мамонта.

Интерпретация палинологических данных. В настоящее время район находки останков Чекуровского мамонта относится к подзоне лесотундры. Здесь произрастают редкостойные лиственничники с густым кустарниковым подлеском, состоящим из кустарниковых березок, ивы, ольхи и шиповника. На открытых участках террасы и по долинам рек, пересекающих террасу, среди мохово-травянистых марей на песчаных грунтах располагаются луговины с богатым разнотравьем. В верховьях рек обширные участки заняты рододендроном [11].

В спорово-пыльцевом спектре из образцов пород, на которых покоился труп мамонта, С.С.Коржуев и Р.В.Федорова отметили состав растительности, отличный от современного: абсолютное преобладание пыльцы травянистых растений (злаки, полынь, разнотравье), а также присутствие кустарников и некоторых древесных пород (сосна, береза, и, возможно, лиственница). В отложениях, прилегавших к трупу и покрывавших его, отмечено сокращение или выпадение видов, типичных для степей и лугов и увеличение количества растений, обычных для северной тайги и лесотундры. Авторами было сделано заключение, что Чекуровский мамонт обитал в условиях довольно холодного климата среди лугово-степных пространств и погиб в тот период, когда наступило потепление и шел процесс наступания леса на арктическую степь [11].

Подобный вывод не согласуется с костными датировками мамонта, указывающими на начало сартанского оледенения — периода широкого распространения холодных арктических степей и угнетения лесной растительности. Очевидно отложения, прилегавшие к трупу и покрывавшие его во время оползания, смешались с голоценовыми отложениями, содержащими в спектрах значительную долю древесных растений.

Спорово-пыльцевые спектры образца из вмещающих отложений изучали также А.И.Томская и

Г.М.Саввинова [16]. Они же провели и палинологический анализ содержимого желудка Чекуровского мамонта. В обоих образцах установлено больше всего пыльцы травянисто-кустарниковых растений; в пробе из желудка оказался больше и разнообразнее состав пыльцы древесно-кустарниковой и споровой групп, чем во вмещающих отложениях. Последнее обстоятельство объясняется тем, что мамонт пасся на более обширной территории с более разнообразным ландшафтом, чем место его захоронения и питался не только травами, но и листьями и ветками древесных и кустарниковых растений, а также, возможно, мхами, папоротниковыми и плаунами [15].

Описание скелета. Скелет принадлежал половозрелой, практически закончившей рост особи, о чем свидетельствуют почти полностью приросшие эпифизы на трубчатых костях и заросшие швы на черепе. По небольшим размерам альвеол бивней, относительно некрупным размерам черепа и трубчатых костей, строению латеральных краев носового отверстия — округленных и не опущенных вниз, а также по размерам и форме тазовых костей можно достоверно утверждать, что скелет Чекуровского мамонта принадлежал самке.

Кости данного скелета имеют в основном неплохую сохранность. Окрашены они главным образом в темно-коричневый цвет, местами переходящий в желто-бурый. Скелет был смонтирован еще в 1960 г., что исключало возможность проведения полного его обследования. Размеры костей скелета Чекуровской самки сравнивались с таковыми остатков скелета молодой самки 10—14 лет, найденных в 1979 г. на Гыданском полуострове (т.н. «Юрибейский мамонт», датированный 10 000 ± 70 лет) [8] и с размерами костей скелетов взрослых самцов: Ленского мамонта (или «мамонт Адамса»), старой особи 65—70 лет, найденного в 1799 г. в районе дельты р.Лена (абсолютный возраст 34 450 ± 2500 и 35 800 ± 1200 лет) [5, 8]; Березовского мамонта, возрастом около 50 лет, найденного в 1901 г. на р.Березовка (абсолютный возраст 31 750 ± 2500 и 44 000 ± 3500 лет) [5, 8, 9, 14] и Таймырского мамонта, возрастом 50 лет, найденного в 1948 г. на п-ове Таймыр (абсолютный возраст 11 450 ± 2500) [5, 8, 14].

Размеры тела. Чекуровская самка отличается меньшими размерами по сравнению со взрослыми самцами. Это очевидно не только при сравнении параметров ее скелета с таковыми крупного Ленского мамонта, но и с относительно некрупными Березовским и Таймырским (см. таблицу). Более молодая, но крупная самка с Юрибея, по-видимому, имела сходные с Чекуровской размеры тела. Половозрелые самки мамонтов из Севска (Брянская область) были еще мельче: высота в холке 170—200 см [13, 19]. Вероятно, самки мамонтов отличались от самцов и другими пропорциями тела — более коротким тулови-

Сравнение размеров скелета и костей Чекуровского мамонта

Промеры, мм	Самки мамонта		Взрослые самцы мамонта		
	Чекуровская, взрослая	Юрибейская, молодая [8]	Ленский [5, 8]	Березовский [8, 9]	Таймырский [5, 8]
<i>Общие размеры скелета</i>					
Высота скелета в холке	2250	около 2300	3080	2650	2500
Высота скелета в темени	2350	—	3000	2530	2500
Высота скелета в крестце	2050	—	2650	2300	2250
Общая длина скелета по прямой линии от рострума до основания хвоста	2980	—	4140	3850	4030
Косая длина туловища	1800	—	2650	2150	2340
<i>Размеры черепа</i>					
Расстояние от макушки до переднего края межчелюстных костей	995	—	1200	1198	1172
Расстояние от передних краев глазных орбит до затылочных мыщелков включительно	570	—	600	594	589
Расстояние от затылочных мыщелков до переднего края межчелюстных костей	877	—	845	—	—
Ширина черепа в области надглазничных отростков	610	500	—	715	661
Расстояние между внешними краями затылочных мыщелков	183	—	—	205	239
Ширина межчелюстных костей в середине	228	—	—	312	307
Ширина межчелюстных костей у краев альвеол бивней	312	—	—	415	445
Диаметр альвеолы бивня наибольший/наименьший	78/73	—	около 180/—	135/120	121/115
<i>Размеры нижней челюсти</i>					
Длина нижней челюсти от подбородочного отростка до суставных головок	590	352	—	620	628
Высота восходящей ветви	432	370	—	—	—
Расстояние между внешними краями суставных головок	405	—	—	415	494
Высота челюсти у заднего края альвеолы коренного зуба	132	—	—	139	135
Ширина восходящей ветви	227	205	—	230	226
<i>Размеры отдельных костей скелета</i>					
<i>Лопатка</i>					
Высота лопатки от вершины до середины суставной впадины	596	546	870	759	750
Длина основания (расстояние от вершины до заднего края заостренной части)	552	528	763	665	690
<i>Плечевая кость</i>					
Длина от вершины головки до края латеральной губы дистального блока	752	742	1010	840	840
Наименьшая ширина диафиза	97	86	134	110	105
Ширина блока	224	180	250	210	216
<i>Локтевая кость</i>					
Длина от переднего края полулунной вырезки до дистального конца	570	около 560	770	717	655

Промеры, мм	Самки мамонта		Взрослые самцы мамонта		
	Чекуровская, взрослая	Юрибейская, молодая [8]	Ленский [5, 8]	Березовский [8, 9]	Таймырский [5, 8]
Ширина кости у переднего края полулунной вырезки	174	177	248	—	211
Наименьшая ширина диафиза	88	76	107	103	89
Ширина дистального конца (на уровне эпифизарного шва)	125	119	192	—	172
Толщина дистального конца (на уровне эпифизарного шва)	148	142	198	145	176
<i>Лучевая кость</i>					
Длина кости (по латеральному краю)	578	около 520	—	683	—
Ширина проксимального конца	88	104	134	117	109
Ширина дистального конца	127	110	около 160	130	135
Наименьшая ширина диафиза	33	33	50	32	36
<i>Тазовая кость</i>					
Ширина наибольшая	1260	—	—	1340	1250
Ширина тазового отверстия	479	—	—	410	430
Высота тазового отверстия	442	—	—	330	410
Ширина суставной впадины	126	144	—		
Высота суставной впадины	129	147	—		
Ширина тела подвздошной кости	160	—	—	183	194
Ширина крыла наибольшая	45	—	—	52	47
<i>Бедренная кость</i>					
Длина кости от вершины головки до латерального мыщелка включительно	914	—	1240	1050	1070
Диаметр головки продольный/ поперечный	130/135	—/136	—/177	—/153	—/148
Ширина диафиза наименьшая (в средней части)	114	—	—	122	122
Расстояние между внешними краями мыщелков, медиальным и латеральным	170	160	240	194	200
Поперечник латерального мыщелка	180	182	255	215	230
<i>Большая берцовая кость</i>					
Длина	531	491	675	626	552
Ширина проксимального конца	188	169	256	216	226
Ширина диафиза минимальная	85	72	108	88	89
Ширина дистального конца	150	138	195	169	159
Толщина дистального конца	110	113	151	135	132
<i>Малая берцовая кость</i>					
Длина	522	460	650	585	550
Ширина проксимального конца	51	47	67	52	79
Ширина дистального конца	55	53	70	78	77
Толщина дистального конца	94	83	122	95	106

щем относительно высоты тела. Так, величина индекса формата (косая длина туловища/высота в холке 100%) у трех самцов изменяется от 81,1 до 93,6% (в среднем 86,9%), а у Чекуровской самки составляет 80%. Конечно, подобные экстраполяции, сделанные на скелетах, смонтированных в различных позах и с различной долей погрешности, должны приниматься с известной долей условности, но, они, скорее всего, отражают общую тенденцию.

Череп сохранился неполностью: разрушены лобная и затылочная кости, остальная часть черепа отличается относительно хорошей сохранностью. Первоначально имевшиеся бивни утеряны. Череп относительно длинный и широкий в мозговой части, межчелюстные кости относительно длинные, но узкие. Размеры черепа Чекуровского мамонта существенно меньше, чем у взрослых самцов (см. таблицу). Особенно заметны различия в диаметре альвеолы бивня, что соответствует давно отмеченной закономерности о достоверно меньших размерах бивней у самок по сравнению с самцами 5.

Нижняя челюсть хорошей сохранности. На левой ветви, под суставной головкой, сохранились обрывки сухожилий. Челюсть длинная и крупная, немного уступающая по размерам нижним челюстям взрослых самцов (см. таблицу). Нижнечелюстные отверстия открытые; в альвеолярных полостях находятся последние коренные зубы на стадии формирования.

Зубы. Верхнечелюстные зубы были утрачены после раскопок. В смонтированном скелете их заменили более или менее подходящими по размеру. Зубы нижней челюсти представлены предпоследними коренными M_2 . Длина жевательной поверхности левого зуба 142 мм, наибольшая ширина 92 мм. На нем имеется 13 пластин, из которых 4 затронуты истиранием. Длина жевательной поверхности правого зуба 138 мм, наибольшая ширина 90 мм; имеется 12 пластин, из которых 3 затронуты истиранием. Толщина эмали на зубах 1,2—1,6 мм (в среднем 1,4 мм). Частота пластин на левом зубе составляет 9,2 на 10 см, а на правом 8,7. Эти показатели соответствуют частоте пластин шерстистого мамонта позднего неоплейстоцена, так называемого мамонта «позднего типа».

Осевой скелет. На смонтированном скелете имеются 6 шейных (отсутствует атлант), 19 грудных, 3 поясничных (отсутствует один) позвонков и крестец, состоящий из 5 сросшихся позвонков. Следует отметить, что у мамонтов в перечисленных отделах насчитывается от 34 до 37 позвонков, что вызвано вариабельностью в количестве грудных и поясничных позвонков 2, 8, 14. На скелете смонтировано 17 пар ребер (должно быть 19 пар), из которых многие дополнены от других особей. На третьем (или четвертом) левом и восьмом (или девятом) правом ребрах, принадлежавших непосредственно описываемому скелету, имеются значительные разрастания костной тка-

ни посередине, что обычно является следами заросших прижизненных переломов.

Пояс передних конечностей представлен полностью, за исключением некоторых костей кистей.

Лопатки. На правой лопатке частично обломана верхняя часть переднего края, на левой — больше половины верхней части. По основным размерам лопатка Чекуровского мамонта значительно уступает таковым взрослых самцов (см. таблицу).

Плечевые кости сохранились полностью. Проксимальные и дистальные эпифизы полностью приросшие. Размеры этих костей больше, чем у Юрибейского мамонта. По длине кости и ширине диафиза значительно уступают размерам взрослых самцов, однако по ширине блока больше Березовского и Таймырского мамонтов (см. таблицу).

Локтевые кости хорошей сохранности. Проксимальные эпифизы полностью приросшие, дистальные эпифизы на стадии прирастания, имеются заметные эпифизарные швы. Практически по всем параметрам описываемые кости значительно меньше, чем у самцов (см. таблицу).

Лучевые кости. Проксимальные эпифизы полностью приросшие, дистальные эпифизы на стадии прирастания. Отличаются массивностью, значительной шириной диафиза и дистального конца, практически не уступающим Березовскому и Таймырскому мамонтам (см. таблицу).

Кости кисти. Сохранилась часть костей запястья, пясти и проксимальных фаланг. Смонтированы они на скелете, поэтому промерить их не удалось.

Пояс задних конечностей представлен всеми элементами за исключением левых большой и малой берцовых костей, левой стопы и части костей правой стопы.

Тазовые кости сохранились полностью. Кости массивные. По наибольшей ширине и ширине крыла подвздошной кости близки таковым некрупных самцов (березовский и таймырский экземпляры), но по размерам тазового отверстия намного превосходят последних (см. таблицу), что является следствием полового диморфизма.

Бедренные кости сохранились полностью. Проксимальные и дистальные эпифизы полностью приросшие. Размеры костей по всем параметрам значительно уступают размерам взрослых самцов (см. таблицу).

Большая берцовая кость. Сохранилась только правая кость. Проксимальный эпифиз полностью приросший, дистальный эпифиз на стадии прирастания. По большинству промеров значительно уступает взрослым самцам, однако по ширине диафиза приближается к размерам некрупных самцов (см. таблицу).

Малая берцовая кость. Также сохранилась только правая кость. Проксимальный эпифиз полностью прирос, на месте сочленения дистального эпифиза

имеется шов. Длина этой кости существенно уступает длинам аналогичных костей взрослых самцов, однако ширина и толщина ее относительно велики (см. таблицу).

Обсуждение. Индивидуальный возраст. Авторы установили, что у Чекуровского мамонта произошла предпоследняя смена зубов (M_1 на M_2). В обеих челюстных костях M_1 уже отсутствуют, а M_2 функционируют (на их жевательной поверхности имеются следы истирания). Окончание функционирования M_1 в челюстях современных индийского и африканского слонов наступает в возрасте 22—28 лет 18, 20. Смена же M_2 на M_3 у современного африканского слона происходит в возрасте около 40 лет 6. У Чекуровского мамонта последний коренной зуб находился на стадии формирования и полностью еще скрыт в челюсти. Таким образом, по аналогии с современными слонами, и по разработкам, сделанным в отношении онтогенеза зубов мамонта 6, 7 мы можем предположить, что биологический возраст Чекуровского мамонта около 35 лет.

Индивидуальный возраст слонов определяют также и по степени прирастания эпифизов на трубчатых костях 18, 20, 21, 22. У африканского слона, например, все эпифизы прирастают примерно к 40 годам. Отмечено, что у мамонтов, обитавших в экстремальных условиях севера, замедлявших процесс индивидуального развития, эпифизы на трубчатых костях полностью прирастали к 45—50 годам 17. У Чекуровского мамонта эпифизы полностью приросли на плечевых и бедренных костях, а на локтевых, лучевых, большой и малой берцовых костях проксимальные эпифизы приросли полностью, а дистальные находятся на стадии прирастания. По аналогии с африканским слоном возраст этого мамонта соответствует 30 годам, а с учетом замедленности онтогенеза в условиях Арктики он мог составлять около 35 лет.

Таким образом, особых противоречий между определением возраста мамонта по зубам и костям скелета нет, на что обратил внимание А.Н.Тихонов 14. Суммируя данные, мы предполагаем, что биологический возраст Чекуровского мамонта около 35 лет.

Систематическое положение. Основные особенности строения, размеров скелета и зубной системы Чекуровского мамонта не выходят за пределы изменчивости этих признаков у номинативного подвида шерстистого мамонта *Mammuthus primigenius primigenius* Blumenbach, 1799, обитавшего на севере Сибири с зырянского времени до конца сартанского позднего неоплейстоцена 1. Соответственно, скелет описываемой особи мы относим к указанному подвиду.

Причины гибели. Очевидно, что смерть Чекуровской самки, биологический возраст которой оценивается в 35 лет, была преждевременной. По современным представлениям мамонты в естественных условиях могли доживать до 65—70 лет 5.

Отмечено, что среди костей мамонтов периода сартанского оледенения, нередко встречаются экземпляры с патологическими изменениями: аномальнымиращениями, сращениями позвонков и др. Например, на скелете Юкагирского мамонта тела четвертого и пятого грудных позвонков срослись, некоторые другие позвонки имеют аномальные изменения. Предполагается, что эта особь болела спондилоартропатией — воспалительным заболеванием позвоночника 2.

К настоящему времени есть сведения, что мамонты в конце плейстоцена, наряду с другими крупными травоядными животными, испытывали минеральное голодание, которое приводило к деструктивным изменениям костей и зубов. Предполагается, что подобное явление могло иметь широкое распространение и в итоге привело к вымиранию мамонтов 12.

На исследованном скелете мамонта из Чекуровки только на двух ребрах видны следы прижизненно заживших переломов, на остальных костях нет каких-либо патологических изменений. Следовательно, животное погибло не от длительной болезни или минеральной недостаточности и не от голода (о чем свидетельствуют остатки наполненного желудка). Скорее всего оно увязло и утонуло в какой-то естественной ловушке: солифлюкционном потоке, термокарстовом озере, трещине от вытаивающей ледяной жилы, глубокой промоине и т.д., что было нередко для тяжелых животных в теплые периоды года 4.

Скелет Чекуровского мамонта — первый найденный на территории Якутии относительно полный скелет взрослой самки. Эта особь обитала в начале сартанского оледенения позднего неоплейстоцена, около 23 тыс. лет назад, в крайне суровых условиях холодной арктической степи.

Авторы благодарят директора Музея археологии и этнографии ЯГУ Л.Л.Алексееву за предоставленную возможность изучения скелета Чекуровского мамонта, д-ра Р.Д.Макфи (Dr. R.D. MacPhee, Американский музей естественной истории, г.Нью-Йорк, США) за предоставление информации по радиоуглеродным датировкам, с.н.с. ИГАБМ СО РАН А.И.Сергеенко за ценные замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 09-04-98568-р_восток_a).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверьянов А.О., Саблин М.В. Некоторые вопросы внутривидовой систематики шерстистого мамонта *Mammuthus primigenius* Blumenbach, 1799 // VI Координац. совещ. по изучению мамонтов и мамонтовой фауны. Тез. докл. —Л., 1991. С. 7—8.
2. Агенброад Л., Аргунов В.А., Боескорев Г.Г. и др. Юкагирский мамонт. —С-Пб, 2007.
3. Алексеев М.Н. Стратиграфия континентальных неогеновых отложений Вилуйской впадины и долины нижнего течения реки Лены. —М.: Изд-во АН СССР, 1961.
4. Верещагин Н.К. Почему вымерли мамонты? —Л.: Наука, 1979.

5. *Верецагин Н.К., Тихонов А.Н.* Экстерьер мамонта. —Якутск, 1990.
6. *Гарутт В.Е.* Зубная система слонов в онтогенезе и филогенезе // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. Т. 73. —Л., 1977. С. 3—36.
7. *Гарутт В.Е., Форонова И.В.* Исследование зубов вымерших слонов. Методические рекомендации. —Новосибирск, 1976.
8. *Дуброво И.А.* Морфология скелета Юрибейского мамонта // Юрибейский мамонт. —М.: Наука, 1982. С. 53—99.
9. *Заленский В.В.* Остеологические и одонтографические исследования над мамонтом (*Elephas primigenius* Blum.) и слонами (*El. indicus* L. и *El. africanus* Blum.) // Научные результаты экспедиции, снаряженной Императорской Академией наук для раскопки мамонта, найденного на р. Березовке в 1901 г. Т. 1. —С-Пб: Импер. Акад. наук, 1903. С. 1—124.
10. *Зубаков В.А., Кинд Н.В.* Поздний плейстоцен и голоцен // Геохронология СССР. Т. 3. —Л.: Наука, 1974. С. 218—229.
11. *Коржуев С.С., Федорова Р.В.* Чекуровский мамонт и условия его обитания // Докл. АН СССР. 1962. Т. 143. № 1. С. 181—183.
12. *Лецинский С.В.* Минеральное голодание, энзоотические заболевания и вымирание мамонтов Северной Евразии // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 6. С. 840—842.
13. *Мащенко Е.Н.* Мамонты (*Mammuthus primigenius*) из позднеплейстоценового местонахождения Севск (Брянская область, Россия) // I Междунар. мамонтовое совещ. Тез. докл. —С-Пб: Цитология, 1995. С. 629.
14. *Тихонов А.Н.* Мамонт, *Mammuthus primigenius* (Elephantidae, Proboscidea) с острова Большой Ляховский, Восточная Сибирь // Тр. Зоол. ин-та РАН. Т. 270. —С-Пб, 1996. С. 167—185.
15. *Томская А.И.* Кормовая база мамонта в позднем плейстоцене Якутии. —Якутск: Якутское кн. изд-во, 2000.
16. *Томская А.И., Саввинова Г.М.* Споры-пыльцевые спектры плейстоценовых отложений бассейна среднего течения р. Яны // Палинологическая характеристика палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Якутии. —Якутск: Якутское кн. изд-во, 1971. С. 131—146.
17. *Averianov A.O.* Sexual dimorphism of skulls, teeth, and long bones in mammoths *Mammuthus primigenius* (Blumenbach, 1799) // Proboscidea. —Oxford: Oxford Univ. Press, 1994. Pp. 150—162.
18. *Haynes G.* Mammoths, mastodonts and elephants. Biology, behavior, and the fossil record. —Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1991.
19. *Maschenko E.N., Gablina S.S., Tesakov A.S., Simakova A.N.* The Sevs woolly mammoth (*Mammuthus primigenius*) site in Russia: taphonomic, biological and behavioral interpretations // Quaternary Int. 2006. Vol. 142—143. Pp. 147—165.
20. *Roth V.L., Shoshani J.* Dental identification and age determination in *Elephas maximus* // J. Zool. London. 1988. Vol. 214. Pp. 567—588.
21. *Sikes S.K.* The African elephant, *Loxodonta Africana*: A field method for the estimation of age // J. Zool. London. 1966. Vol. 150. Pp. 279—295.
22. *Sikes S.K.* The natural history of African elephant. —London: Weidenfeld and Nicolson, 1971.

О новых находках останков раннемеловых позвоночных на территории Якутии

П.Н.КОЛОСОВ

Известное под названием Тээтэ местонахождение динозавров в Якутии (рис. 1) в бассейне р.Виллой, низовья руч.Тээтэ обнаружено в 1960 г. В.Ф.Филатовым при составлении Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 7, 8, 11. По результатам изучения собранных костей в 1962 г. Л.П.Татаринов в письменном заключении сделал предположение о находке в Якутии примитивного, не имеющего еще массивного панциря, представителя подотряда *Ankylosauria* (анкилозавры) из отряда птицетазовых динозавров. В ходе дальнейших поисков в Тээтэ остатков анкилозавров не находили 2, 4, 5 и у исследователей создалось впечатление, что они отсутствуют. По собранным зубам здесь было установлено присутствие другого растительноядного птицетазового динозавра — *Stegosaurus* sp. (стегозавры) 2, 4, 5.

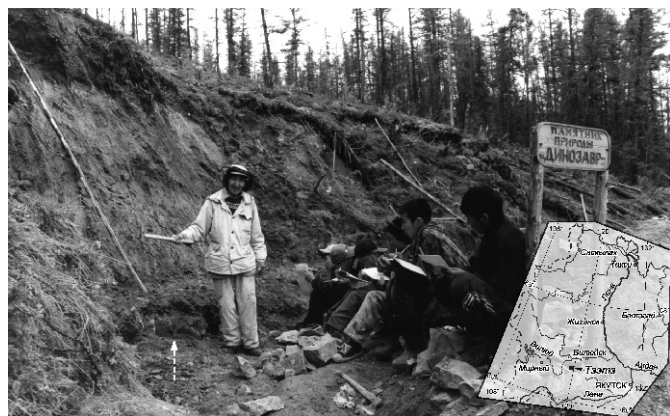


Рис. 1. Обнажение раннемеловых отложений в местонахождении Тээтэ. Костеносный слой мощностью 1,0—1,2 м находится у основания обнажения (стрелка)

В настоящее время в связи со сравнительно недавно открытыми местонахождениями и необходимостью получения знаний о причинах существования динозавров в высоких широтах (полярные районы), проявляется к ним большой интерес 8, 12.

Как отметил Л.А.Несов 8, с. 51: «ни гипотеза мигрирующих гадрозавров, ни гипотеза постоянного проживания их в высоких широтах не объясняет, как же могла обеспечиваться инкубация яиц.... Проходить... «зимовка» взрослых и молодых высокоширотных динозавров Северо-Востока России».

В позднем мезозое район современного Тээтэ находился немного севернее 60 с.ш. и относился к полярным районам 12. Почти такое же высокоширотное положение имеют местонахождения динозавров на севере Аляски. Здесь среднегодовая температура в

позднем мелу предположительно колебалась от максимального 13 С до минимального 2 С 12. Среднегодовые температуры в Арктическом бассейне в неокоме не превышали 15 С 1.

В данной публикации приводится новый фактический материал из Тээтэ, свидетельствующий об обитании на этом месте (в полярном районе) в раннем мелу (берриас—баррем—неоком) предположительно панцирных анкилозавров.

Местонахождение Тээтэ представляет собой обнажение, вытянутое в широтном направлении вдоль правого склона руч.Тээтэ, который здесь течет с запада на восток. Разрез представлен (снизу вверх):

1. В русле руч.Тээтэ залегают песчаники серые, имеющие желтую выветренную поверхность (видимая мощность 0,3 м). В них присутствуют остатки хвощей. Выше наблюдается закрытый осыпью интервал, на который приходится 4 м разреза. Судя по осыпи, здесь залегают пески серые.

2. Пески и песчаники серые (9,3 м). Петрохимическое изучение особенностей состава пород, проведенное Г.В.Ивенсен 3, показало, что пески представляют собой туфы псаммитовые, а песчаники — туффиты псаммитовые.

3. Песок глинистый зеленовато-серый (0,8 м), с линзовидными прослоями известняка песчанистого. В слое содержатся остатки позвоночных (рептилий, цинодонтов и амфибий). По петрохимическим анализам песок по составу определяется как псаммитовый туффит.

4. Глины песчанистые зеленовато-серые, темно-серые (3 м), с прослоями песков светло-серых содержат пресноводную фауну и редкие остатки позвоночных.

Более детальная характеристика пород и литологическая колонка разреза приводились ранее в работах 4, 3.

В слабо песчанистом известняке в 2004 г. автор обнаружил и изучил костный остаток (размер 31 × 5 см) динозавра хорошей сохранности (рис. 2, а). Он представлен частью позвоночника из четырех позвонков (длина каждого 9 см, толщина 8 см), а также тремя короткими (9 см) ребрами (толщина 3 см) и фрагментом (с внутренней стороны ниже ребер: по высоте 24 см, по ширине 31 см, а со стороны спины по высоте 35 см, по ширине 31 см) толстой (у ребер 3,5—4,0 см, в нижней части 2 см) предположительно многоугольной пластины или подвздошной кости (см. рис. 2, б). Четко видны внутренняя сторона позвонков и на одном из них (см. рис. 2, в) поперечные отростки (длина 2 см, толщина у основания 1,5 см), а также и три толстых ребра (см. рис. 2, б). Ребра по всей длине срос-

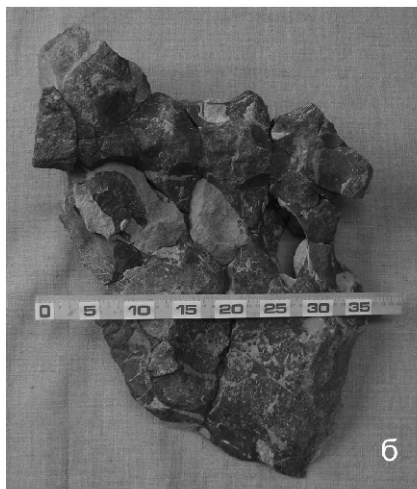
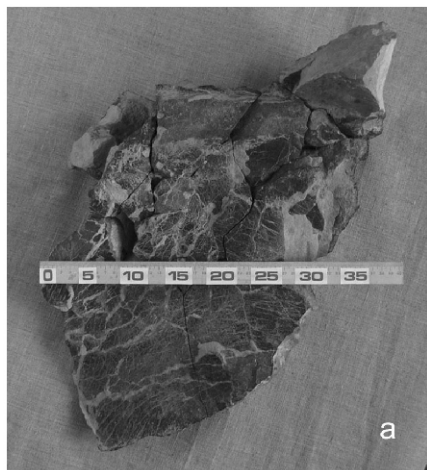


Рис. 2. Фрагмент предположительно костной пластины панциря или подвздошной кости анкилозавра (?):

а — с наружной стороны; Геологический музей ИГАБМ СО РАН, 193/2; б — с внутренней стороны (видны позвонки и ребра динозавра); в — сбоку (в сечении одного из позвонков виден поперечный отросток, на него указывает стрелка); деления шкалы в сантиметрах

лись с внутренней поверхностью указанной костной пластины панциря (?) или подвздошной кости (?). Известно, что последняя обычно сильно разрастается вперед от вертлужной впадины у анкилозавров 9.

Такой защитный морфологический элемент как костный панцирь характерен для анкилозавров. В местонахождении Тээтэ по зубам достаточно уверенно определено присутствие стегозавров 2—5, но у них нет панциря, бока открыты 10.

Кроме упомянутого костного остатка, на том же месте найдены зубы, похожие на таковые стегозавров, но очень маленькие (рис. 3), сжатые с боков, имеющие гребневидную ребристую и зазубренную коронку. Такие зубы более всего характерны для анкилозавров 9. Они в абсолютном большинстве значительно стертые. Корень зубов цилиндрический, в ископаемом материале встречается редко, в одном случае имеет длину 8—9 мм (см. рис. 3, а). На месте перехода корня в коронку имеется хорошо развитый выпуклый воротничок (цингулюм). Коронка с обеих сторон ребристая (см. рис. 3, а-г). Режущий ее край разделен на 10—12 (см. рис. 3, б) зубчиков. Размеры коронки (в мм): высота 2,5—3,0,

ширина 4,0—5,0, толщина у основания 1,5—1,7. Некоторые коронки имеют слабо выраженную ребристость (см. рис. 3, д). Имеются также сильно стертые коронки (см. рис. 3, е).

Сомнения относительно принадлежности кости и зубов анкилозаврам отпадут, если будет найдено еще несколько костных пластин, образующих панцирь.

Если в ходе дальнейших поисков в Тээтэ подтвердится присутствие анкилозавров, то это, исходя из их последовательного распространения, возможно, будет означать, что появившись в Европе в поздней юре 10, они в раннем мелу достигли территории современной Якутии, далее прошли в Северную Америку, где в позднем мелу стали более разнообразными и распространенными. Из отложений раннего мела Англии описан анкилозавр *Polacanthus Hulke*, 1874 9. В полярных районах анкилозавры известны в раннем мелу Австралии, позднем мелу Антарктики, Новой Зеландии и Аляски 12.

Из других палеонтологических находок следует отметить зубы и фрагменты челюстей ящеры (устное сообщение Ю.М.Губина) и остатки сала-

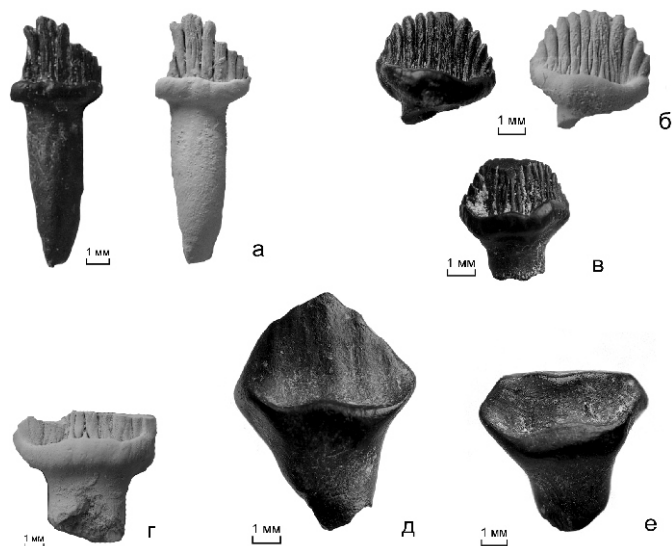


Рис. 3. Зубы анкилозавров (?):

а — полной сохранности (ИГАБМ СО РАН, экз. 193/1); коронки: б — ребристая (ИГАБМ СО РАН, экз. 193/3), в — ребристая слабо истертая, г — ребристая сильно истертая, д — со слабо выраженной ребристостью (ИГАБМ СО РАН, экз. 193/4), е — сильно истертая

мандр 3. Указанные рептилии и амфибии являются холоднокровными животными. Их присутствие в Тээтэ в какой-то степени свидетельствует о том, что обитавшие здесь динозавры также могли быть холоднокровными и, не мигрируя, круглогодично оставаться в высоких широтах. Такое предположение можно сделать исходя из недавнего обсуждения данного вопроса 12. Возможно и то, что, как и в раннем мелу юго-восточной Австралии, район Тээтэ в Якутии — пример существования в ту эпоху в полярной области рефугиума для некоторых видов рептилий 3, 12.

В Сибири, в Кемеровской области и Красноярском крае, в слоях раннемелового возраста известны небольшие зверообразные (цинодонты семейства *Tritylodontidae* Cope, 1884) рода *Xenocretosuchus* Tatarinov et Maschenko, 1999 6. Обнаружение в Тээтэ *X. kolosovi* Lopatin et Agadjanian, 2008 6 служит дополнительным обоснованием раннемелового (с учетом распространения рода) возраста отложений, вмещающих этот вид и сопутствующие фауны (дино-

завры, хористодеры, ящерицы, саламандры, моллюски и рыбы). Кроме того, эта находка тритилодонтов дополняет ранее известные сведения об их распространении в полярных областях. В Антарктиде тритилодонты существовали в юре 12.

В заключение следует отметить, что находки остатков позвоночных (ящерицы, саламандры, хористодеры, тритилодонты и предположительно анкилозавры) в отложениях раннего мела Якутии дополняют число регионов мира, где эти животные обитали в полярных областях.

Автор благодарит А.Г.Степанову и Л.С.Софроневу за помощь при подготовке данной статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. —М.: Наука, 1988.
2. Колосов П.Н., Ивенсен Г.В., Михайлова Т.Е. и др. Новые данные о фауне и флоре позднемезозойского местонахождения тетрапод Тээтэ (Якутия) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Тез. докл. на I Всероссийском совещании (21—22.11.2005). —М., 2005. С. 140.
3. Колосов П.Н., Ивенсен Г.В., Михайлова Т.Е. и др. Тафonomia позднемезозойского местонахождения тетрапод Тээтэ (Якутия) // Палеонтологический журнал. 2009. № 2. С. 201—207.
4. Курзанов С.М., Ефимов М.Б., Губин Ю.М. Динозавры Якутии // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. —Томск, 2000. Т. 2. С. 356—357.
5. Курзанов С.М., Ефимов М.Б., Губин Ю.М. Новые архозавры из юры Сибири и Монголии // Палеонтологический журнал. 2003. № 1. С. 55—59.
6. Лопатин А.В., Агаджанян А.К. Тритилодонт (*Tritylodontidae*, Synapsida) из мезозоя Якутии // Докл. РАН. 2008. Т. 419. № 2. С. 279—282.
7. Несов Л.А. Динозавры Северной Евразии: новые данные о составе комплексов, экологии и палеобиогеографии. —С-Пб, 1995.
8. Несов Л.А. Неморские позвоночные мелового периода Северной Евразии. —С-Пб, 1997.
9. Основы палеонтологии. Земноводные, пресмыкающиеся и птицы. —М.: Наука, 1964.
10. Рич П.В., Рич Т.Х., Фентон М.А. Каменная книга. Летопись доисторической жизни. —М.: МАИК «Наука», 1997.
11. Рождественский А.А. Изучение меловых рептилий в России // Палеонтологический журнал. 1973. № 2. С. 90—99.
12. Rich T.H., Rich-Vickers P., Gangloff R.A. Polar Dinosaurs // Science. 2002. Vol. 295. Pp. 979—980.

Сейсмотектоника северо-восточного сегмента зоны хр.Черского

Л.П.ИМАЕВА (ИЗК СО РАН), Б.М.КОЗЬМИН (ИГАБМ СО РАН), В.С.ИМАЕВ (ИЗК СО РАН)

Для создания модели современной геодинамики северо-восточного сегмента сейсмотектонической зоны Черского анализируются кинематика сейсмогенерирующих структур, морфотектонические особенности современного рельефа, сейсмичность и поля тектонических напряжений, установленные на основе решений фокальных механизмов землетрясений, а также типов позднекайнозойских складчатых и разрывных деформаций.

Предшествующая современному этапу, тектоническая история формирования структурных элементов сейсмотектонической зоны Черского обусловлена активными тектоническими процессами, протекавшими здесь в поздней юре—раннем мелу, когда структуры пассивной континентальной окраины вблизи восточного обрамления Сибирской платформы столкнулись с Алазейской островной дугой [4, 10]. В последнее время активная тектоника Верхояно-Колымских мезозойд связывается с коллизией Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского блока (супертеррейна), пространственно занимающего место ранее выделявшегося на всех тектонических картах Колымо-Омолонского срединного массива [11]. Результатом столкновения этих структур явилось образование сложных складчатых деформаций в мощных терригенных отложениях, включающих толщи карбона, перми, триаса и юры, представленных в настоящее время совокупностью синклиналий и антиклиналий Верхояно-Колымской складчатой области. В пределах территории мезозойд выделяется внешняя часть, состоящая из Верхоянского складчато-надвигового пояса, примыкающего к Сибирской платформе и внутренняя, включающая ряд интенсивных складчатых линейных зон и блоков земной коры. Границей внутренней и внешней зоны служит Адыча-Тарынский разлом [10, 11]. Приведем морфотектоническую характеристику отдельных структурных элементов северо-восточного фланга сейсмотектонической зоны Черского (см. рисунок).

Крупная неотектоническая структура на востоке названной зоны — сводовое поднятие, орографически выраженное Момским хребтом, который сложен морскими отложениями поздней юры, интенсивно дислоцированными в систему линейных складок северо-западного простирания. Примыкающий к нему с востока Индигиро-Зырянский прогиб представлен меловыми и кайнозойскими отложениями большой мощности (3 км), которые далее к северо-востоку сменяются осадками Яно-Индигирской низменно-

сти. Момский хребет протягивается от верховьев р.Ясачная (притока р.Колыма) на юго-востоке вдоль северо-восточного борта Момо-Селенняхской впадины до коленчатого изгиба р.Индигирка на северо-западе, где его орографическим продолжением на левом берегу р.Индигирка является кряж Андрей-Тас.

В современное время Момский хребет вовлечен в интенсивное (до 2500 м) поднятие с формированием разноранговых дизъюнктивных нарушений различного кинематического типа. По простиранию он окаймлен рядом надвиговых и взбросовых нарушений. В его центральной части широко развиты разломы преимущественно сдвиговой кинематики [5]. С юго-запада хребет ограничен веерообразно расходящейся системой взбросо-надвигов. На территории хребта выделяется несколько денудационно-тектонических типов рельефа: высокогорье, среднегорье, низкогорье, плоскогорье и холмогорье. Основной фон создает среднегорный тип рельефа. Абсолютные высоты здесь 1500—1800 м. Расчленение рельефа густое и глубокое (до 1000 м). Водоразделы узкие, гребневидные и скалистые, склоны крутые, изобороженные густой сетью эрозионных ложбин.

В центральной части Момского хребта высоты достигают 2500 м, здесь развито высокогорье с широким проявлением в современном рельефе свежих форм ледниковой деятельности, придающих альпийский облик этой территории. Водоразделы острые, гребневидные, скалистые, лишенные растительности. Склоны крутые, каменистые, с крупноглыбовыми осыпями. Низкогорье на территории исследования, за исключением кряжа Андрей-Тас, распространено незначительно по периферии структуры. Оно характеризуется сглаженными округлыми формами рельефа и широкими пологими вершинами.

Компактное изометричное строение прямоугольной формы имеет морфоструктура кряжа Андрей-Тас. Это высокогорный неотектонический блок (максимальная высотная отметка 1426 м). На космоснимках мелкого масштаба хорошо выражено его тектоническое ограничение по надвигам вдоль северной и южной границ. В центре структуры отчетливо дешифрируется сводовое поднятие, образующее кольцевую структуру радиусом 15 км, которое пересекается линеamentом длиной до 50 км.

Момо-Селенняхская впадина, расположенная к юго-западу от Момского хребта, представлена цепочкой крупных межгорных долин (Верхнеселеннях-

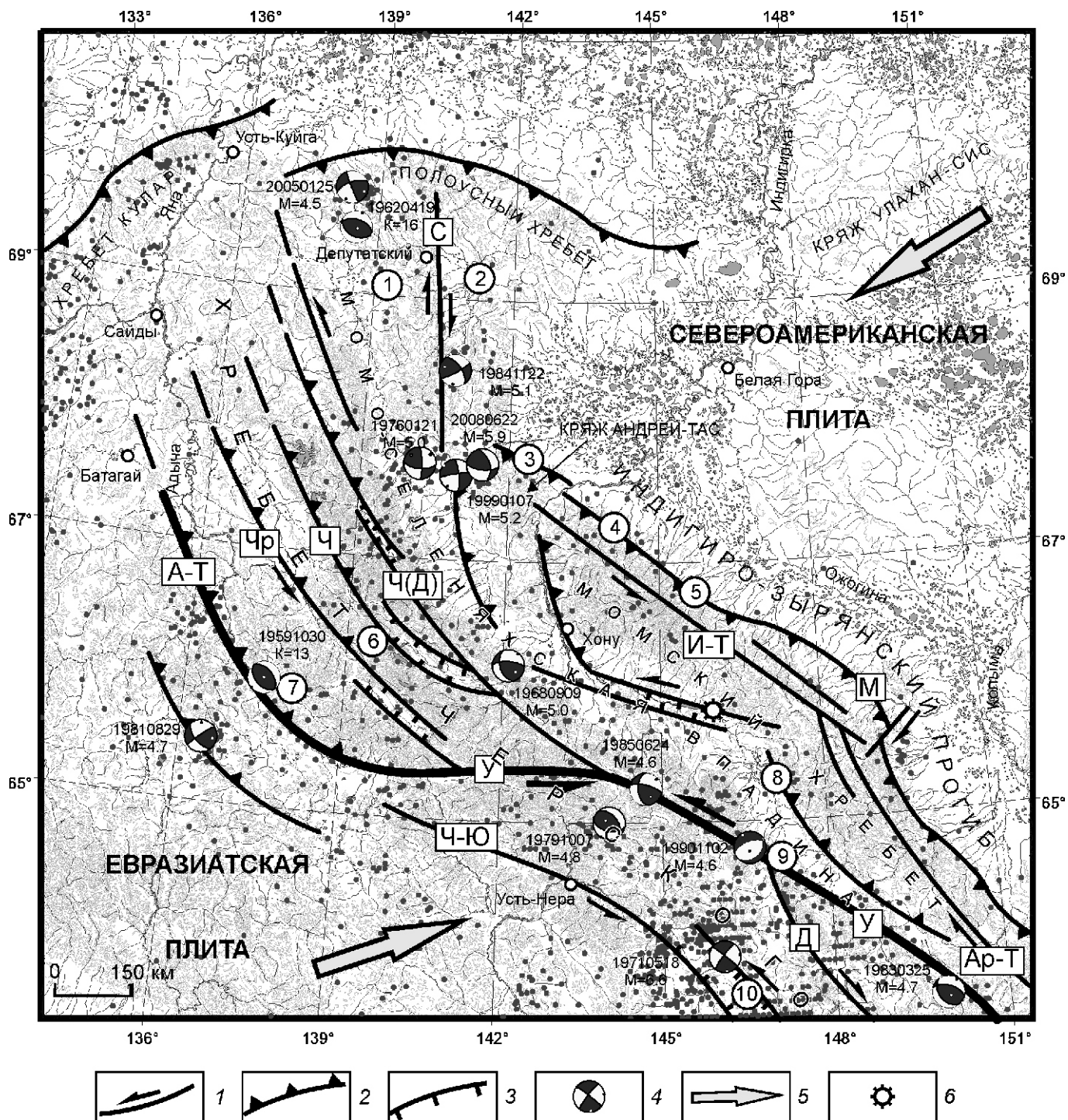


Рис. 1. Схема сеймотектоники зоны хр.Черского:

разломы: 1 — сдвиги, 2 — надвиги, 3 — сбросы; 4 — механизм очагов сильных землетрясений с указанием их даты и магнитуды, белый цвет — области сжатия; 5 — направление относительного движения плит; 6 — вулкан Балаган-Тас; позднекайнозойские деформации (цифры в кружках): 1 — Верхнеселеняхская; 2 — Инач; 3 — Сисиктех, Никондя; 4 — Кыллах; 5 — Мятись, Элгандя; 6 — Чаркынская; 7 — Ченкеленьинская; 8 — Нижнеомская; 9 — Улахан; 10 — Верхненерская; главные разломы: А-Т — Адыча-Тарынский, Чр — Чаркынский, Ч — Чемалгинский, Ч(Д) — Чибагалахский (Догдинский), У — Улахан, Д — Дарпир, Ч-Ю — Чай-Юреинский, М — Мятисский, И-Т — Илин-Тасский, Ар-Т — Арга-Тасский, С — Селенняхский; точки — эпицентры инструментально зарегистрированных землетрясений [12, 14, 15]

ская, Кыринская, Нижнемомская, Верхнемомская и др.) и рядом других небольших депрессий, сформированных в условиях растяжения. Они выполнены мощной толщей вулканогенно-осадочных и лагунно-континентальных отложений поздней юры и раннего мела. Осадки смяты в пологие складки субширотного простираения, осложненные складчатостью более высоких порядков. Во впадине выделяются два типа рельефа: эрозионно-денудационное низкогорье, аллювиальная и аллювиально-пролювиальная равнины. Эрозионно-денудационное низкогорье (высота 700—1300 м) чаще представлено широкими, уплощенными, перекрытыми делювием водоразделами, реже — узкими и острыми со сравнительно крутыми склонами и густым расчленением. Морфология этого типа рельефа обусловлена литологическими характеристиками пород: более контрастный рельеф связан с выходами эффузивов, а мягкий сглаженный — с песчано-сланцевыми породами нижнего мела [6].

Структурно-тектонические особенности сейсмостектонической зоны Черского свидетельствуют о развитии здесь в позднем кайнозое как условий растяжения и рифтовых процессов (наличие кайнозойских впадин, коровой и мантийной неоднородности, высокого теплового потока, базальтоидного вулканизма и др. [3]), так и обстановки сжатия, обусловленной парагенезисом современных сейсмоактивных разломов и параметрами фокальных механизмов местных землетрясений [3, 5, 6]. Например, границами Момо-Селенняхской впадины являются протяженные системы взбросов и надвигов, в меньшей степени сбросов. Их кинематика устанавливалась по результатам дешифрирования разномасштабных аэрокосмических снимков, а также заверялась в отдельных районах прямыми полевыми наблюдениями. Кроме того, в пределах сейсмостектонической зоны Черского выявлен также ряд сейсмостектонических и складчатых дислокаций, в т.ч. внутри Момо-Селенняхской впадины 5.

В становлении современного рельефа и формировании морфоструктур сейсмостектонической зоны Черского одну из основных ролей играют разломы, активизированные в кайнозое. Анализ их кинематических особенностей, выполненный на основе геолого-структурных, морфотектонических и сейсмологических исследований показал, что на этой территории развиты дизъюнктивы различного генезиса [6].

Крайним северо-восточным ограничением сейсмостектонической зоны Черского служит Мятисский надвиг, который прослеживается вдоль северо-восточного подножья Момского хребта при его сочленении с Индигиро-Зырянским прогибом на расстояние более 700 км (см. рисунок). Кайнозойские образования Индигиро-Зырянского прогиба на границе с кряжем Андрей-Тас дислоцированы в складки и надвиги. Так, эоценовые отложения томторской свиты на р.Томтор образуют моноклираль, полого (под углами 15—25)

погружающуюся на северо-восток (азимут падения 40—45). Тектонические трещины, изученные в естественных обнажениях на р.Томтор, показывают, что большинство из них имеет сравнительно пологие углы наклона (35—45) за исключением редкой сети трещин с плоскостями, падающими на восток под углами 55—65 . Совокупность трещин (сколов) образует характерный поясной рисунок, указывающий на северо-восточное—юго-западное сжатие (азимут простираения 30—210). Примерно такие же углы падения осадочных толщ характерны и для болчугской свиты олигоценного возраста, выходящей в устье р.Болчуг, левом притоке р.Никондя. В бассейне р.Сисиктях эоценовые складки достигают крутых углов падения (75—85) с общим направлением падения толщи на северо-восток (азимут падения 35—55). В обнажении дополнительно фиксируются небольшие складки с горизонтальными шарнирами (азимут простираения 330). Они усложняют региональное моноклиальное падение толщи и указывают на то, что все эти породы были как бы дожаты продолжающейся наложенной деформацией в направлении с юго-запада на северо-восток (со стороны кряжа Андрей-Тас) [2]. Отложения никондинской свиты позднемiocенового возраста также дислоцированы и нарушены разломами надвиговой кинематики. Они хорошо устанавливаются по несогласному примыканию двух различных литологических толщ, контакт которых наблюдался в среднем течении р.Никондя. Северная часть разреза никондинской свиты представлена глинистой толщей с чередованием отдельных углистых и алевролитовых пропластов, имеющих юго-западное простираение и довольно крутые углы падения (азимут падения 250 , угол падения 35—40). Восточная (аллохтонная) часть разреза представлена исключительно глинистой толщей и имеет другие элементы залегания (азимут падения 190 , угол падения 25). Сама плоскость разлома фиксируется по многочисленным зеркалам скольжения, развитым в основном в аллохтонной пластине, и по резкому угловому несогласию (см. рисунок, 3). На реках Мятис, Эльгандя и Кыллах, берущих начало с Момского хребта (среднее течение р.Индигирка), отложения олигоцена, миоцена и плиоцена собраны в пакеты крутых складок (угол падения 75—80). С юго-запада они обрезаются надвигом, по которому нижнемеловые толщи ожогинской свиты надвинуты на третичные отложения (см. рисунок, 4 и 5).

Вдоль осевой части Момского хребта выделяются Арга-Тасский и Илин-Тасский разломы. Арга-Тасский трассируется предположительно от Туманского хребта в Северном Приохотье до р.Зырянка, берущей начало с северо-восточных склонов Момского хребта. Разлом служит северо-восточным ограничением Сеймчано-Буюндинской впадины. На юго-востоке он разделяет Момский и Приколымский горст-антиклинории, а на северо-западе — Момский

горст-антиклинорий и Зырянскую впадину. В магнитном поле указанный разлом выявляется по цепочке аномалий, а в поле силы тяжести ему отвечает отчетливая гравитационная ступень 4, 5.

Мезозойские эффузивные породы в зоне Арга-Тасского разлома (25 км выше устья р.Булкут, приток р.Рассоха) интенсивно рассланцованы на протяжении 500 м. В долине р.Рассоха наблюдаются милониты в виде отдельных линз, а в верховьях р.Зырянка по разлому соприкасаются верхнеюрские осадочные толщи с породами среднего и верхнего палеозоя, которые интенсивно рассланцованы и катаклазированы в полосе шириной 200—300 м. Характер расположения кулис разлома, в полостях которых заложилась мини-впадины растяжения, свидетельствует о наличии сдвиговых подвижек в зоне его влияния [4].

В зоне влияния Арга-Тасского разлома к юго-востоку от Сеймчано-Буондинской впадины на территории Магаданской области произошел ряд сейсмических событий, известных как Купкинское скопление землетрясений, которые были отмечены в 1979—1981 гг. с M 5,0—5,4 [1, 13]. Решение фокального механизма землетрясения 1981 г. показало, что в его очаге имел место надвиг вдоль плоскости сместителя север-северо-восточного простирания, примыкающего к Арга-Тасскому сдвигу, что может свидетельствовать о возможных правобоковых перемещениях по этому разлому.

Илинь-Тасский дизъюнктив разграничивает Илинь-Тасский антиклинорий и Индигиро-Зырянский прогиб вплоть до р.Индигирка. В зоне разлома наблюдается изменение кольцевидного рисунка магнитных аномалий и четкая гравитационная ступень. В среднем течении р.Индигирка он проявляется в виде зоны кливажирования шириной около 2 км при полном отсутствии кливажа вокруг. Плоскости последнего падают на юго-запад под углами 60°. В верховьях рек Мятис и Бадяриха разлом прослеживается в виде сдвиговой зоны брекчирования мощностью до 300—400 м, к которой под острым углом примыкают малоамплитудные надвиги 4.

В плане разнонаправленные системы Илинь-Тасского (левый сдвиг) и Арга-Тасского (правый сдвиг) разломов сопряжены под тупым углом примерно в центре Момского хребта, создавая к северо-западу и юго-востоку веерообразные зоны сжатия в виде отдельных взбросов и надвигов. Перед фронтальной областью сопряжения закономерно располагается зона растяжения (см. рисунок), морфологически представленная субширотной долиной среднего течения р.Мома. Сюда тяготеют также кайнозойский вулкан Балаган-Тас, крупнейшая в мире наледь Улахан-Тарын и многочисленные минерализованные термальные источники подземных вод 5.

Самым крупным структурообразующим разрывным нарушением в зоне хр. Черского является разлом Улахан. Он вытянут на расстоянии свыше

1500 км от р.Индигирка на юго-восток к побережью Охотского моря и отчетливо диагностируется на космоснимках. В зоне разлома Улахан обнаружено множество следов древних и современных сейсмодислокаций (Урультун, Тирехтях, Чибагалах и др.). Наиболее яркой из них является обвальная плотина в верховьях р.Тирехтях (левый приток р.Мома) высотой до 50 м (см. рисунок, 9), образовавшаяся в результате катастрофического землетрясения M 7 сотни—тысяча лет назад 11. Характерная особенность строения разлома Улахан — его эшелонированность, представленная серией левосдвиговых кулис, в полостях растяжения которых в позднекайнозойское время возникла цепочка молодых мини-впадин «pull-apart» (Верхнеэрикетская, Бугчанская, Переправа, Верхнесударская и др.). При пересечении разломом Улахан верховьев рек Рассоха и Омудевка (бассейн р.Ясачная, впадающей в р.Колыма) наблюдается систематическое смещение влево их русел с амплитудой до 24 км в течение временного интервала средний плейстоцен—голоцен, что позволило оценить примерную скорость горизонтальных тектонических движений по разлому в 5—7 мм/год 6, 16.

Помимо разрывных структур в сейсмотектонической зоне Черского выявлены отдельные сейсмотектонические и складчатые дислокации в пределах самих кайнозойских впадин. Одна из них, например, «Верхнеселенняхская» дислокация обнаружена на р.Чибагалах (левый приток в среднем течении р.Селеннях) в районе выхода пород палеозойского возраста Томмотского массива (см. рисунок, 1). Здесь на правобережье р.Чибагалах, напротив устья руч.Шумный прослежена узкая прямолинейная депрессия широтного простирания, возникшая при сильном землетрясении, вероятно, несколько сотен—тысяча лет назад 5.

Одним из основных факторов, свидетельствующих об активности протекающих здесь сейсмотектонических процессов являются проявления сейсмичности. Местные сейсмические события в сейсмотектонической зоне Черского диффузно располагаются в широкой (до 600 км) и протяженной (2000 км) полосе сейсмичности, которая от дельты р.Лена до Охотского моря пересекает все геологические структуры независимо от их простирания. Она соединяет сейсмические проявления в Арктическом и Тихоокеанском регионах и представляет собой часть Арктико-Азиатского сейсмического пояса, разграничивающего Евразийскую и Североамериканскую литосферные плиты на северо-востоке Азиатского континента 6, 11.

Здесь преобладают многочисленные мелкофокусные (глубина гипоцентров до 30 км) слабые землетрясения M 2, хотя отмечен и ряд крупных сейсмических катастроф (M 3–5) с M 5 и интенсивностью в эпицентре до 7—9 баллов. За последние 50 лет в зоне

1. Крупные сейсмические события северо-западного фланга зоны хр.Черского с М 4,0

Дата возникновения год, месяц, число	Время в очаге по Гринвичу, ч, мин, с	Координаты эпицентра, градусы		Магнитуда землетрясения по шкале Рихтера, М
		Северная широта	Восточная долгота	
1962,04,19	23;16;05	69,5	138,5	6,2
1968,09,09	02;20;59,2	66,17	142,13	5,0
1976,01,21	06;01;48,5	67,73	140,03	5,0
1984,11,22	13;52;57,2	68,52	140,81	5,6
1996,09,18	09;51;46,8	68,01	139,82	4,7
1998,01,15	03;33;08,5	67,71	139,39	4,8
1999,01,07	18;13;38,2	67,76	141,36	5,4
2005,01,25	22;21;56,1	69,88	138,89	4,7
2007,12,02	20;18;49,6	67,74	139,33	4,0
2008,06,22	23;56;32,0	67,73	141,25	6,1
2008,06,23	01;02;44,1	67,81	141,16	4,3

хр. Черского инструментальными наблюдениями зарегистрировано свыше 20 тыс. подземных толчков. Большая часть эпицентров землетрясений сопровождается трассы активных сейсмогенных разломов (Улахан, Чай-Юреинский, Адыча-Тарынский, Чибгалахский, Селенныхский и др.) (см. рисунок). Среди них наиболее активен разлом Улахан, вдоль которого локализован шлейф землетрясений слабой и средней интенсивности (М 2—5). Значительная сейсмическая активность присуща Чай-Юреинскому разлому, в зоне влияния которого отмечено 9-балльное Артыкское землетрясение 1971 г. с М 6,6—6,8, и Адыча-Тарынский дизъюнктив, где также зафиксирован 8-балльный Адычанский толчок 1951 г. с М 6,4. Небольшой уровень сейсмической активности отмечен в пределах Момского хребта и ограничивающих его разломах [7].

Совместный анализ особенностей «живой» тектоники и проявлений сейсмичности (см. рисунок) выявил интересную особенность пространственного распределения очагов землетрясений в сеймотектонической зоне Черского. Так, скопление эпицентров, группирующееся вдоль линии разлома Улахан, продолжается на левобережье р.Индиگیرка по трассе Чибгалахского разрывного нарушения, но затем вблизи 140—141 в.д. круто меняет свое прежнее простирание с северо-западного на долготное. При этом полоса эпицентров землетрясений пересекает почти вкрест простирания систему Момо-Селенныхской впадины и вдоль западного склона кряжа Андрей-Тас прослеживается к хр.Полоусный, тяготея к Селенныхскому разлому. Следует особо отметить повышенную активность этого участка террито-

рии, где только в течение 1962—2008 гг. произошло 11 сильных землетрясений (табл. 1).

Большинство названных землетрясений М 5 проявилось в эпицентре силой 6 баллов и более (шкала MSK-64) и ощущалось местным населением [5, 7]. Сильнее других наблюдались макроэффекты недавнего Андрей-Тасского землетрясения 22 июня 2008 г. Его очаг возник на глубине 18 км, а величина сотрясений в эпицентре могла достигать 8 баллов. Определение параметров этого землетрясения выполнено в Якутском филиале Геофизической службы СО РАН (ЯФ ГС СО РАН), Геофизической службе РАН, а также заимствовано из каталога «NEIC» Геологической службы США [14, 15]

Воздействия данного события были отмечены на всем пространстве между реками Индиگیرка и Яна, где населенные пункты располагаются в основном по берегам. Опрос населения производился сотрудниками ЯФ ГС СО РАН и ГУ МЧС России по Республике Саха (Якутия). Ближайшим к эпицентру оказалось село Куберганя на р.Индиگیرка (125 км к востоку от эпицентра). Здесь интенсивность землетрясения достигала 5—6 баллов. Подземный толчок почувствовало все население. Многие выбежали на улицу. Отмечен треск стен, потолков, перекрытий в деревянных одноэтажных домах. Внутри помещений сотрясались столы, стулья, кровати, звенела посуда и стекла окон, раскачивались висячие предметы. В отдельных домах из стен кусками отваливалась старая штукатурка. Был слышен сильный гул, похожий на глухой раскат грома.

Колебания силой в 5 баллов отмечены в поселках Лазо и Эге-Хая в 230—290 км к юго-западу и западу от

эпицентра. На участке «Полярник» объединения «Янгеология» в среднем течении р.Адыча землетрясение продолжалось 3—4 мин. Звенели стекла окон и посуда, двигались кружки на столе, перемещалась мебель, раскачивались висятые предметы и скрипели стены строений. Слышался гул, подобный звуку мощного бульдозера. В пос.Эге-Хая землетрясение было замечено людьми на первом и втором этажах. Раскачивались люстры, скрипели двери, шатались кровати и стулья. Был слышен сильный гул. В пос.Батагай (300 км к западу от эпицентра) отмечены 4—5-балльные сотрясения, двухэтажные здания интенсивно дрожали, двигались столы, «ездили» компьютеры и принтеры. В трехэтажном помещении на верхнем этаже с подоконника падали горшки с цветами.

Трехбалльные эффекты имели место в пос. Белая гора, расположенном в 220 км к северо-востоку от эпицентра. Небольшие сотрясения внутри помещений были также замечены в ближайших к пос. Белая гора деревнях: Кенг-Кюёль, Сяганнах, Сутуруоха (2—3 балла). В 145 км к юго-востоку от эпицентра в пос.Хону подземный толчок чувствовали лишь отдельные лежащие жители. В пос.Депутатский на верхних (3—5) этажах некоторых каменных жилых домов отмечено небольшое качание и дрожание электролампочек (200 км от эпицентра на северо-запад). Слабые колебания (тряслась форточка, звякала посуда) также были замечены на верхних этажах домов в пос.Усть-Нера в 350 км к югу от эпицентра (2 балла). Андрей-Тасское землетрясение ощущалось в Янском, Верхоянском, Момском и Оймяконском районах Республики Саха (Якутия) на площади около 300 тыс.км².

Характеристика полей тектонических напряжений, действовавших на данной территории, основывалась

на расчете параметров фокальных механизмов сильных землетрясений, произошедших в 1962—2008 гг. При этом представленные в круговых диаграммах решения механизмов (см. рисунок) были построены как по данным направления первых смещений в продольных сейсмических волнах 7, 9, так и с использованием метода момента тензора центроида по сведениям из международных каталогов «International Seismological Centre (ISC)» и «Harvard CMT Catalog» 12, 13.

Детальное рассмотрение ориентации плоскостей сместителей и главных тектонических напряжений в очагах землетрясений прежде всего свидетельствует о главенствующей в сеймотектонической зоне Черского обстановке сжатия, где сжимающие напряжения действуют в направлении северо-восток—юго-запад по азимуту 30—80 (показано стрелками на рисунке). При этом выявлено, что в очагах землетрясений, зафиксированных в междуречье Индигирки и Колымы преобладают подвижки типа левого сдвига со взбросом, что совпадает с современными левобовыми смещениями гидросети и геологических тел в областях влияния разломов Улахан, Чай-Юреинского и др. [16]. Однако на левобережье р.Индигирка впервые по данным фокальных механизмов землетрясений обнаруживается, что в субдолготной ветви сейсмичности, пересекающей Момо-Селенняхскую впадину и тяготеющей к Селенняхскому разлому, левые сдвиги сменяются правыми. Если проанализировать тип перемещений в очагах подземных толчков между кряжем Андрей-Тас и хр.Полоусный, то можно заметить, что все они также произошли в условиях северо-восточного сжатия (табл. 2). Одна из плоскостей разрыва в их очагах субвертикальна или круто наклонена к северо-востоку и имеет в основном субдолготное простираие, другая — близ-

2. Параметры фокальных механизмов сильных землетрясений северо-западного фланга зоны хр.Черского

Дата; год, месяц, число	Координаты эпицентра, градусы		Магнитуда землетрясе- ния	Плоскость разрыва				Подвижка в очаге	Источник
				1		2			
	Северная широта	Восточная долгота		Az	е	Az	е		
1962,04,19	69,5	138,5	6,2	120	40NE	287	51SW	Взброс	[9]
1968,09,09	66,2	142,1	5,0	274	68N	162	47W	Взброс	[7]
1976,01,21	67,7	140,2	5,0	95	60W	359	80S	Взброс с правым сдвигом	[7]
1984,11,22	68,5	140,8	5,1	62	79SE	326	58NE	То же	[12]
1999,01,07	67,6	140,9	5,2	304	10N	98	81E	Взброс	[12, 13]
2005,01,25.	69,8	138,3	4,5	251	64NW	159	87SW	Взброс с правым сдвигом	[13]
2008,06,22	67,7	141,2	6,1	345	57NE	99	58SW	То же	[13]

Примечание. Az — азимут простираия плоскости разрыва в очаге, e — угол ее падения.

широтная. Для всех событий характерны смещения в очаге типа взброса, правого сдвига или их сочетаний.

Наиболее типичен для этого района механизм очага Андрей-Тасского землетрясения 2008 г., найденного по методу момента тензора центроида 13. На его диаграмме видно (см. рисунок), что одна из плоскостей разрыва ориентирована субдолготно по азимуту 345 с падением на северо-восток под углом 57°, другая — имеет близширотное простирание (азимут 99°) и падает на юг под углом в 58°. Напряжения сжатия в очаге землетрясения были ориентированы в северо-восточном направлении (азимут 224°) и действовали близгоризонтально (угол с горизонтом 2°), а растягивающие усилия были направлены на северо-запад (азимут 312°) под углом 50° к горизонту. Подвижка в очаге соответствовала взбросу с небольшой компонентой правого сдвига по субдолготной плоскости. Кинематические элементы субдолготной плоскости сместителя для большинства решений фокальных механизмов (см. табл. 2) в этом регионе близки к простиранию Селенняхского разлома.

Таким образом, в пределах северо-восточного сегмента сейсмотектонической зоны Черского в условиях транспрессии (сжатия со сдвигом) имеет место определенная кинематическая обстановка, связанная с образованием разнонаправленных сдвигов, развитых на лево- и правобережье р. Индигирка. Можно смоделировать подобные условия, если представить, что при сближении Североамериканской и Евразийской литосферных плит в северо-восточном направлении роль индентора выполняет Колымо-Омолонский блок, принадлежащий Североамериканской плите, который «внедряется» в пределы сейсмотектонической зоны Черского. При этом вершина угла его вхождения приходится на край Андрей-Тас, где отмечено скопление эпицентров сильных землетрясений. Результатом такого воздействия явилось формирование субдолготных взбросов и правых сдвигов к северу от края Андрей-Тас и северо-западных разломов взбросовой и левосдвиговой кинематики в центральной части сейсмотектонической зоны Черского. Следует отметить, что предложенная схема современной геодинамики наследует древний мезозойский план, когда в позднеюрско-меловое время произошло столкновение Колымо-Омолонского террейна с Сибирским кратоном [10].

Под влиянием индентора наблюдается также изгиб структуры Момского хребта, в силу чего возникла другая система сопряженных разнонаправленных сдвигов: Илин-Тасского и Арга-Тасского. Можно констатировать, что подобное развитие разломов противоположной вергентности, расходящихся в разные стороны от индентора (одновременное разви-

тие левых и правых сдвигов), подтверждается детальным моделированием структур в лабораторных условиях в процессе горизонтального (латерального) выжимания [8, 17].

Предложенная модель современной геодинамики подтверждается особенностями развития современного рельефа, типами складчатых и сейсмотектонических дислокаций, морфокинематическими характеристиками сейсмогенных разломов, а также закономерностями в проявлениях местных землетрясений, параметров их фокальных механизмов и наследует структурно-тектоническую обстановку в мезозое.

Данная работа выполнена при поддержке РФФИ (Гранты 07-05-00760, 09-05-00727 и 09-05-98588-р_восток_a).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владимирова Л.В., Воробьева Л.А., Ефремова Л.В. и др. Купкинское землетрясение 8 ноября 1981 года // Сейсмические процессы на Северо-Востоке СССР. — Магадан, 1984. С. 39—53.
2. Гайдук В.В., Гриненко О.В., Сюндюков И.Ш. Возраст складчатости Момо-Зырянской впадины // Тихоокеанская геология. 1993. № 3. С. 99—108.
3. Грачев А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С. 5—36.
4. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. — М.: Наука, 1979.
5. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Активные разломы и сейсмотектоника Северо-Восточной Якутии. — Якутск, 1990.
6. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. — М.: ГЕОС, 2000.
7. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. — М.: Наука, 1984.
8. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. — М.: Научный мир, 1997.
9. Мишарина Л.А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. — М.: Наука, 1967.
10. Прокопьев А.В. Верхояно-Черский коллизийный ороген // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 3. С. 3—10.
11. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
12. <http://www.isc.ac.uk>.
13. <http://neic.usgs.gov/neis/sopar>.
14. http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html.
15. <http://www.ceme.gsr.ru>.
16. McLean M. S., Fujita K., Mackey K. G., Kleber E., Koz'min B. M. and Imaev V.S. The Ulakhan fault system, northeast Russia (abstract) // Transactions of the American Geophysical Union (Eos), 2000. Vol. 81(48), Supplement. Pp. F1164.
17. Moores E.M., Twiss R.J. Tectonics. — New York: W.H. Freeman and Company, 1995.

Новые данные по тектоническому строению районов некоторых рудных полей Восточной Якутии

Ф.Ф.ТРЕТЬЯКОВ

Главная цель структурных исследований в пределах рудного поля или месторождения состоит в выяснении закономерностей локализации оруденения [2]. В процессе установления структур рудных полей обычно решают две задачи: определение тектонического строения территории рудного поля (месторождения) и закономерностей формирования определенных типов тектонических структур, вмещающих рудные тела. Для решения этих задач на территории ряда хорошо известных рудных полей Адыча-Тарынской и Южно-Верхоянской металлогенических зон [6] в 2003—2006 гг. проводились детальные структурные исследования. В результате были получены новые данные, которые позволили уточнить, а в некоторых случаях и пересмотреть, основные черты тектонического строения рассматриваемых в статье месторождений Верхоянского складчато-надвигового пояса (рис. 1) и определить кинематическую характеристику установленных структурных парагенезисов и последовательность их образования.

В пределах юго-восточной части Адыча-Тарынской металлогенической зоны [6] структурные исследования проводились на месторождениях Тонор, Билибинское, Сана и Пиль.

Месторождения Тонор и Билибинское расположены на левобережье р.Эльга в зоне Адыча-Тарынского разлома ширина которой около 2 км. Юго-западная часть зоны разлома (у пос.Эльгинский) сложена чередованием песчаников и алевролитов, а северо-восточная на участке Тонор — алевролитами позднетриасового возраста.

Массовые замеры элементов залегания слоистости показывают, что осадочные отложения слагают дугообразно изогнутую моноклиаль с погружением слоев преимущественно на северо-восток под углами от 35 до 70 (рис. 2, А). В изогнутой части моноклинали слои простираются в широтном, реже северо-восточном, направлении. На участке Тонор в толще алевролитов структуры сплошного кливажа круто и полого пересекают поверхности напластования или параллельны им. Эти данные свидетельствуют о развитии внутри моноклинали, опрокинутых на юго-запад структур раннего этапа деформаций: пакета мелких сжатых изоклиналильных и асимметричных складок с кливажем осевой плоскости. Ориентировка структур кливажа показывает, что они практически совпадают с элементами залегания слоистости и деформированы согласно с последними (см. рис. 2, Б и А) в результате сдвиговых движений, направленных как вдоль, так и вкрест (субширотно) зоны Адыча-Тарынского разлома [4].



Рис. 1. Схема расположения золоторудных месторождений в пределах юго-восточной части Верхоянского складчато-надвигового пояса:

1 — Тонор, 2 — Билибинское, 3 — Сана, 4 — Пиль, 5 — Нежданинское

Из разрывных нарушений преобладают сдвиговые разрывы и их зеркала скольжения. Правосторонние сдвиги имеют в основном северо-западное простирание (см. рис. 2, В), совпадающее с направлением Адыча-Тарынского разлома. Левосторонние сдвиги ориентированы в северо-восточном и субширотном направлениях (см. рис. 2, Г), т.е. поперек зоны Адыча-Тарынского разлома. На месторождении Билибинское (в щелках левого берега р.Эльга) среди многочисленных трещин отрыва выделяются две системы кулисообразных минерализованных кварцевых жил (северо-западного и широтного направлений, образованные в результате сдвиговых деформаций).

Таким образом, комплекс тектонических структур в районе месторождений Тонор и Билибинское, сформированный в процессе сдвиговых деформаций в зоне Адыча-Тарынского разлома по морфо-кинематической характеристике резко отличается от складчато-надвиговых дислокаций месторождения Базовское [7].

Месторождение Сана расположено на правобережье одноименного ручья, левого притока р.Бол.Тарын, в толще песчаников и алевролитов позднего триаса. Структурные исследования проводились главным образом к западу от месторождения по плотикам руч.Весенний. На большей части исследован-

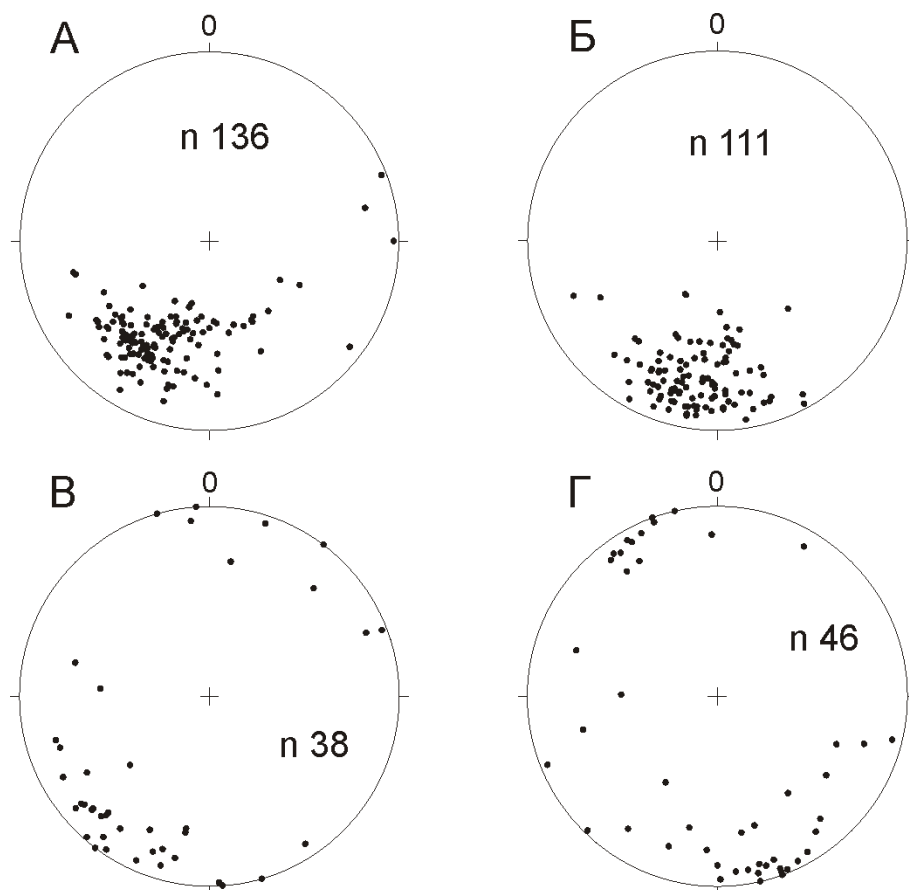


Рис. 2. Стереограммы элементов залегания слоистости (А), кливажа (Б), правых (В) и левых (Г) сдвигов в зоне месторождений Тонор и Билибинское. Все стереограммы выполнены на сетке Вульфа в проекции на нижнюю полу-сферу:

n — число замеров

ного участка (нижняя и верхняя части ручья) устанавливается северо-западное простираие осадочных слоев с крутыми (65—80°) северо-восточными и пологими (20—35°) юго-западными азимутами падения (рис. 3, А), что предполагает наличие здесь асимметричной складчатости в ассоциации с зеркалами скольжения секущих и послойных надвигов. Сочетание указанных тектонических структур на этом участке предполагает развитие складчато-надвиговых структур раннего этапа деформаций северо-восточной вергентности.

В средней части руч.Весенний устанавливается зона сдвиговых деформаций. Структурно она выражена полосой дробления осадочных пород шириной около 300 м и высокой степенью насыщенности ее кварцевыми жилами и прожилками. Слои песчаников и алевролитов внутри этой зоны сдвига погружаются на запад и северо-запад (см. рис. 3, А). Разрывные нарушения представлены редкими сдвиговыми зеркалами и разрывами, множеством трещин отрыва, заполненных жильным материалом. Толщина жил различная от миллиметров до 30—50 см. Среди них

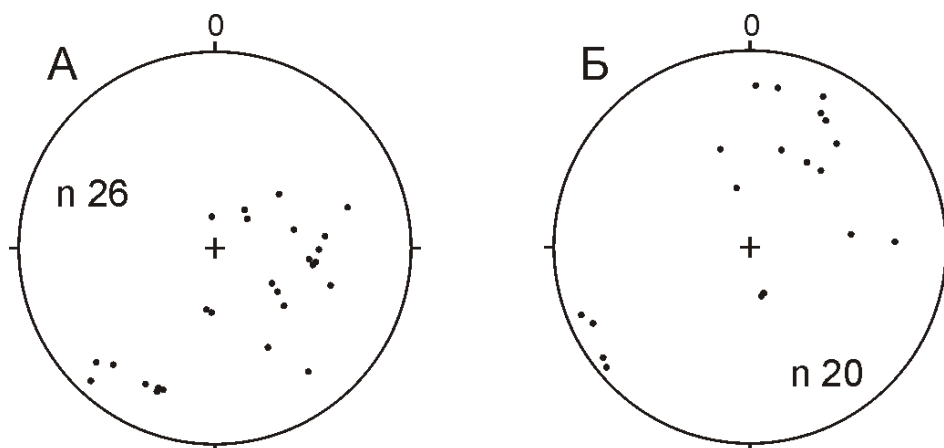


Рис. 3. Стереограммы полюсов слоистости (А) и трещин отрыва — кварцевых жил (Б) на месторождении Сана (руч. Весенний)

широко развиты кварцевые жилы (трещины отрыва) широтного и северо-западного направлений (см. рис. 3, Б), которые нередко составляют системы кулисообразных жил. Эти данные позволяют предполагать, что здесь вскрывается зона разлома с правосдвиговой кинематикой, которая прослеживается на северо-восток вдоль правобережья руч.Сана.

Учитывая выявленные морфо-кинематические особенности, ориентировку сдвиговых нарушений и кулисообразных кварцевых жил, тектоническая структура рудных тел месторождения Сана может интер-

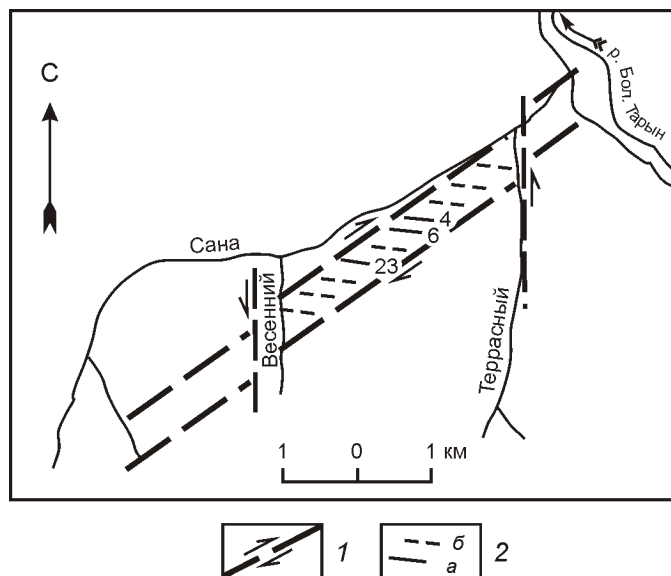


Рис. 4. Схематическое изображение разрывных структур в районе месторождения Сана:

1 — сдвиги; 2 — кулисообразные жилы в зоне правого сдвига: а — установленные, б — предполагаемые; цифры на рисунке — номера жил

претировавшись как ряд эшелонированных трещин отрыва (минерализованных кварцевых жил) в зоне правосдвигового разлома северо-восточного простирания (рис. 4). Из кулисообразных минерализованных жил, по-видимому, вскрыты только жилы 23, 4 и

6. Соответственно, к юго-западу и северо-востоку от этих рудных тел следует предполагать размещение параллельных им эродированных или частично еще не вскрытых минерализованных жил широтного или близкого к нему направления. Заполненные жильным материалом, полости межпластового отслоения, которые устанавливаются на месторождении Сана и в плотиках руч.Весенний, вероятно, относятся к структурам раннего надвигового этапа деформаций и этим они отличаются от секущих жил, связанных со сдвиговыми нарушениями позднего этапа деформаций.

Месторождение Пиль размещается на левобережье одноименного ручья, левого притока р.Бол.Тарын, среди поздне триасовых отложений, представленных переслаиванием песчаников и алевролитов.

В строении данного месторождения участвуют два тектонических блока, в которых осадочные толщи моноклинально погружаются в разных направлениях. Данная структурная особенность отчетливо выражена в результатах массовых замеров элементов залеганий слоистости, демонстрирующих погружения осадочных пластов в указанных блоках перпендикулярно друг другу, соответственно, на северо-запад и северо-восток (рис. 5, А). Эти материалы ставят под сомнение выделение здесь Пильской линейной антиклинали северо-западного направления и отчетливо показывают на блоковое строение изученного участка.

Тектонический блок с погружением осадочных пород на северо-запад под углами в основном (20—50°) расположен на западе в истоках руч.Малютка, на

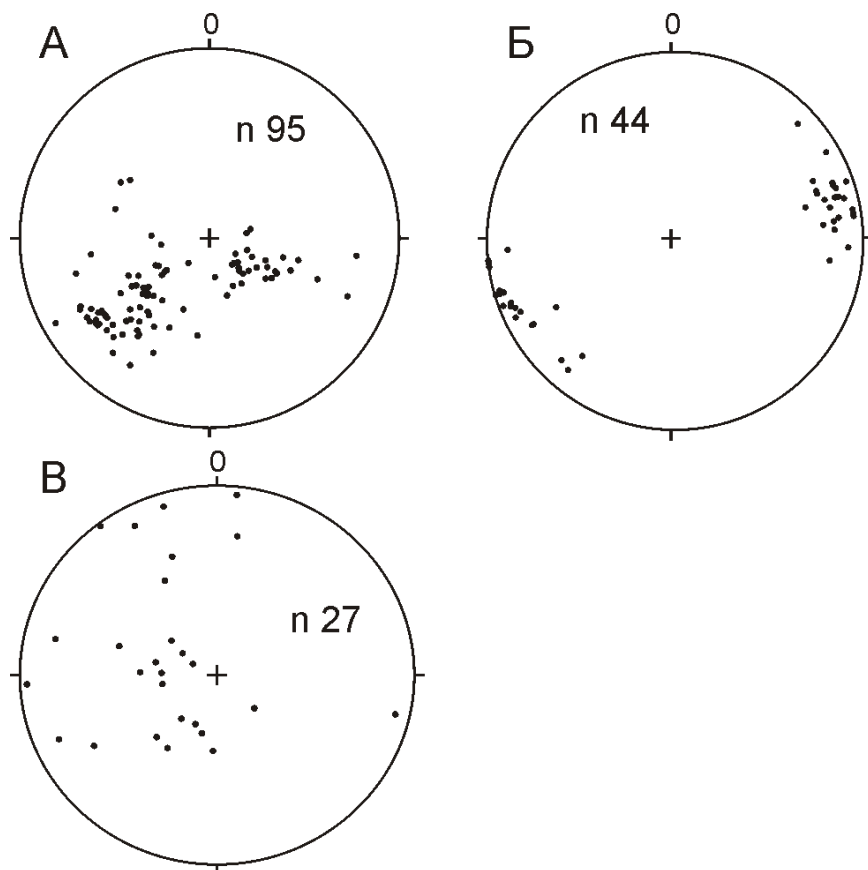


Рис. 5. Стереограммы полюсов слоистости (А), кливажа (Б) и трещин отрыва — кварцевых жил (В) в районе месторождения Пиль

месторождении Пиль и на левобережье руч.Май, а блок с погружением пород в северо-восточном направлении под углами (30—65°) на востоке в среднем и нижнем течении руч.Малютка и на левобережье руч.Пиль, ниже устья руч.Май. Предполагается, что западный блок представляет собой пластину, которая структурно размещается над восточным блоком и надвинута на него. На это указывают серии сближенных послынных срывов и надвигов, установленные в нижней части западного тектонического блока-пластины, и к которым приурочены межпластовые рудные тела «Главная» и «Нижняя» в зоне месторождения Пиль. Межпластовое рудное тело «Главная» было сформировано в две стадии в процессе надвиговых деформаций. На ранней стадии сформировался как послынный надвиг (срыв) и был заполнен жильным материалом, а в позднюю стадию в процессе возобновления или продолжающегося послынного срыва жила «Главная» была подвергнута дроблению и катаклазу с образованием крутого оперяющего надвига в его висячем крыле. Надвиговые деформации наблюдаются и в пределах восточного тектонического блока. Так, на левом берегу среднего течения руч.Малютка вскрывается асимметричная антиклиналь, пологое западное крыло которой нарушено мелкоамплитудным ступенчатым надвигом.

Структуры кливажа представлены одной системой север-северо-западного направления (см. рис. 5, Б). Поверхности кливажа наклонены круто в ту или другую сторону и пересекают структуры западного и восточного тектонических блоков. Следовательно, кливаж относится к нарушениям позднего этапа деформации и наложен на указанные блоки с разным направлением слоев. Своим происхождением кливаж может быть обязан сдвиговым движениям вдоль сближенных Большетарынского и Малотарынского разломов, между которыми расположена рассматриваемая территория. Однако в районе месторождения Пиль какие-либо существенные сдвиговые структуры не установлены, кроме редких сдвиговых зеркал.

Элементы залегания секущих кварцевых жил (трещин отрыва) свидетельствуют о развитии здесь систем северо-восточного, долготного и северо-западного простираций, соответственно, с юго-восточным, восточным и северо-восточными азимутами падения (см. рис. 5, В). Системы жил северо-восточного и долготного простираций в виде кулисообразных рядов устанавливаются в породах западного тектонического блока. Некоторые полого наклонные жилы с северо-восточными азимутами падений деформированы и нарушены структурами кливажа. Кварцевые жилы северо-западного простираения в породах восточного блока, ориентированы вдоль напластования осадочных отложений.

Анализ полевых наблюдений и результатов структурно-статистических материалов показывает, что тектонические структуры в районе месторождения

Пиль были образованы главным образом в процессе срывов и надвигов раннего этапа деформаций. Следует отметить, что деформации послынного срыва, дробления и межпластового отслаивания устанавливаются в других рудопроявлениях данного района на разных горизонтах осадочной толщи. Например, межпластовая кварцевая жила на рудопроявлении Августовский, серия сближенных субпараллельных жил (кулисообразные трещины отрыва), косесекущие осадочные отложения на участке Стрела или раздробленный пласт песчаников с прожилково-жильным окварцеванием на рудопроявлении Дора. Причем межпластовые рудовмещающие зоны дробления Пиль и Августовский размещаются в пределах одного горизонта нерасчлененных верхнетриасовых отложений лоны *Monotis ochotica*, а участок Дора располагается на границе между отложениями нижней и верхней толщ этой же лоны.

Таким образом, в Тарынском районе, как и в Эльгинском, устанавливаются рудные поля с разным типом тектонических структур: Дора—Пильское со складчато-надвиговыми дислокациями и Санинское рудное поле, в котором тектонические структуры связаны со сдвиговыми нарушениями.

В северной части Южно-Верхоянской металлогенической зоны [6] структурные исследования проведены на территории месторождения Нежданинское, которые расположены в северной части западного крыла Южно-Верхоянского синклиория в глинистых отложениях раннепермского возраста.

Месторождение Нежданинское размещается на правобережье р.Тыры, между ее правыми притоками руч.Кварцевый и р.Курум. Геологическое строение района месторождения изучено в определенной степени детально, хотя и существуют различные точки зрения на последовательность и особенности формирования оруденения и рудовмещающих структур [1, 5, 9]. Структурные исследования, проведенные по р.Мал.Кидерика, руч.Кварцевый и в их междуречье, позволяют пересмотреть некоторые традиционные представления о тектоническом строении района.

Массовые замеры элементов залегания слоистости (рис. 6, А) отчетливо указывают на северо-восточное, а не долготное, простираение складчатых структур рассматриваемой территории, в т.ч. Дыбинской антиклинали, относимых к тектоническим дислокациям раннего этапа деформаций. Не противоречит этому и анализ структурного плана Нежданинского рудного поля, составленного по материалам крупномасштабного геолого-съемочного картирования [1], который показывает, что Дыбинская антиклиналь — одна из трех антиклиналей северо-восточного простираения, располагающихся цепочкой в долготном направлении (с севера на юг) — в долинах рек Курум, Мал.Кидерика (Дыбинская антиклиналь) и руч.Кварцевый. Хотя все эти три антиклинали и соединяются узкими перемычками вдоль зон долготных разломов

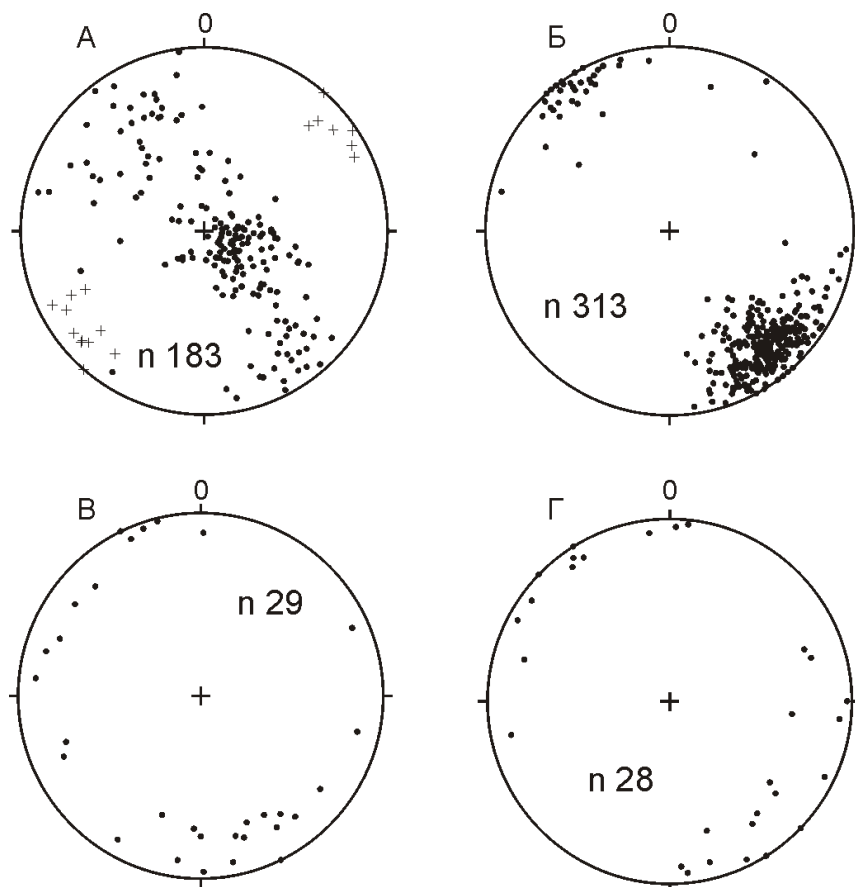


Рис. 6. Стереограммы полюсов слоистости (А), кливажа (Б) и зеркал скольжения правых (В) и левых (Г) сдвигов в районе месторождения Нежданнинское:

кресты — направления погружения шарниров складок

Нежданнинской системы, но длинные оси антиклиналей, маркируемые осадочными отложениями джуптагинской свиты, вытянуты параллельно друг другу в северо-восточном направлении.

Кливаж регионально распространен вдоль всего западного крыла Южно-Верхоянского синклинория и является одним из главных господствующих и маркирующих тектонические структуры первого этапа деформаций [5, 7]. По морфологии он относится к сплошному или сквозному кливажу, который в глинистых толщах часто вуалирует поверхности напластования. Стереограммы слоистости и регионально-го кливажа (см. рис. 6, А и Б) однозначно показывают на то, что складки и кливаж обладают общим северо-восточным простиранием, сформированным в обстановке горизонтального сжатия северо-западного направления. Севернее, в бассейне р.Вост.Хандыга и на месторождении Лазурное, складки и кливаж сопряжены с надвигами и образуют единый структурный парагенез или ансамбль складчато-надвиговых дислокаций раннего этапа деформаций [7]. На территории Нежданнинского месторождения признаки срыва и надвиговых структур редко, но наблюдаются. Например, на правом склоне руч.Кварцевый в маркирующем пласте песчаников отмечаются структуры послойного срыва, зеркала скольжения и надвиговые кулисообразные трещины отрыва.

Наблюдения над зеркалами правых и левых сдвигов, а также с горизонтальными штрихами неопределенной кинематики показывают, что они по своей

ориентировке почти не отличаются друг от друга и характеризуются одинаковыми субширотными и северо-восточными направлениями (см. рис. 6, В и Г). Северо-восточные простирания зеркал правых и левых сдвигов соответствуют направлению разломов Сунтарской системы, которые считаются одними из главных структурообразующих элементов Южно-Верхоянского синклинория и пересекают синклинорий по диагонали почти на всем его протяжении [3].

Следует обратить внимание на совпадение направлений сдвиговых разломов Сунтарской системы с северо-восточным направлением складчатых структур и регионально-го кливажа данной территории (см. рис. 6). Сдвиговые разломы этой системы, по-видимому, унаследуют структурный план и направления ранее созданных тектонических структур. Этот вывод хорошо согласуется с данными о том, что сдвиговые зеркала скольжения в районе Нежданнинского месторождения часто развиваются по поверхностям регионально-го кливажа, т.е. по структурам ранней генерации.

Кроме того, в составе разломов Сунтарской системы, выделяются дугообразные в плане (с выпуклостью на северо-запад) разрывные нарушения. На левобережье руч. Кварцевый одно из таких разрывных нарушений или дуговая составляющая системы Сунтарских разломов [1] срезает или его юго-восточное крыло перекрывает долготные разломы Нежданнинской системы и может интерпретироваться как

надвиг ранней генерации, подновленный в виде сдвига или взбросо-сдвига в процессе второго этапа деформаций. Далее, если предполагать, что долготные разломы Нежданинской системы нарушены этим дугообразным надвигом ранней генерации, то разломы Нежданинской системы были заложены до первого этапа деформаций.

Действительно разломы Нежданинской системы складчатými быть не могут, поскольку они направлены в долготном направлении, т.е. поперек северо-восточным направлениям складчатости и кливажа первого этапа деформаций. Образование Нежданинских разрывов в процессе второго (сдвигового) этапа деформаций одновременно с разломами Сунтарской системы, возможно, но маловероятно. Следовательно, необходимо объяснить, почему разрывы Нежданинской системы характеризуются неоднократным подновлением и проявлением в них многостадийной рудной минерализации, а одновозрастные и сопряженные с ними разломы Сунтарской системы практически лишены этого. Учитывая сложную внутреннюю морфологию, глубокое проникновение, определяющую роль в многостадийной рудной минерализации и неоднократное подновление Нежданинских разломов долготного направления, нельзя исключать предположение об их более раннем допозднемезозойском конседиментационном происхождении. В целом, вопрос о времени формирования разрывных нарушений этой системы остается открытым и требует дальнейшего детального исследования.

Проведенные структурные исследования по тектоническому строению рассмотренных, золоторудных месторождений позволили выявить в каждом из них особые черты развития разрывных и складчатых структур, в т.ч. кулисообразных систем трещин отрыва (жил), возникающих в разных тектонических полях напряжений: надвиговом (Пиль, Нежданинское) и сдвиговом (Тонор, Билибинское, Сана).

Определению характера и типа тектонического строения (складчатое, блоковое) исследуемых территорий способствует использование материалов структурно-статистического или количественного анализа. Однако при проведении поисковых и крупномасштабных геолого-съемочных работ производственными геологическими организациями в районах рудных месторождений Восточной Якутии этот анализ применяется крайне редко. Тогда как применение его позволяет выявить более полное, адекватное строение района исследуемого месторождения. Выше, на конкретных примерах, было показано, как результаты этого анализа позволили определить не линейное складчатое, а блоковое строение на Пильском месторождении; развитие линейной складчатости северо-восточного, а не долготного направления на Нежданинском. Сложное моноклиналиное строение выявляется на участках Тонор и Билибинское, а сдвиговая тектоническая структура месторож-

дения Сана однотипна строению месторождения Лазурное [7].

Одним из надежных структурных индикаторов указывающих на деформации, происходившие в надвиговом или сдвиговом поле тектонических напряжений, являются определенно ориентированные ряды кулисообразных трещин отрыва, заполненных жильным материалом. Они довольно широко распространены в пределах изученных месторождений и нередко вмещают рудные полезные ископаемые. Таким образом, структурно-статистический анализ помогает успешно решать вопросы особенностей строения и закономерностей распределения различных тектонических структур на ограниченных участках, т.е. в пределах месторождений или рудных полей, а также целенаправленно решать вопросы прогноза и поисков рудных тел.

Проведенные структурные исследования и выводы по тектоническому строению рассмотренных зон золоторудных месторождений могут быть полезны при геологических исследованиях и анализе структур рудных полей в других районах Верхоянского складчато-надвигового пояса.

Исследование выполнено при поддержке грантов РФФИ (07-05-00743, 09-05-98536), ОНЗ-7.10.2, 10.3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гамянин Г.Н., Бортников А.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение — уникальное месторождение Северо-Востока России. — М.: ГЕОС, 2000.
2. Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений. — М.: Недра, 1985.
3. Кирусенко Т.С. О структурных особенностях Южно-Верхоянского синклиория // Тектоника Сибири. Т. IV. Тектоника складчатых областей Сибири и Дальнего Востока. — М.: Наука, 1970. С. 69—74.
4. Парфенов Л.М., Рожин С.С., Третьяков Ф.Ф. О природе Адыча-Тарынского разлома (Восточное Верхоянье) // Геотектоника. 1988. № 4. С. 90—102.
5. Прокопьев А.В., Третьяков Ф.Ф., Гамянин Г.Н. и др. Структура Нежданинского золоторудного комплексного месторождения (Северо-Восток Азии) // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд. Материалы научной конференции (Иркутск, 3—7 октября 2005 г.). Т. 1. — Иркутск. С. 88—91.
6. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
7. Третьяков Ф.Ф. Структурные исследования в зонах золоторудных месторождений Базовское и Лазурное (Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 91—96.
8. Третьяков Ф.Ф., Прокопьев А.В., Васильев Д.А. Тектонические структуры Мангазейского рудного узла (Западное Верхоянье, Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 42—49.
9. Яновский В.М. Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналей. — М.: Недра, 1990.

75-летие Владимира Степановича Дружинина

Известному ученому-геофизику Дружинину Владимиру Степановичу 20 сентября 2009 г. исполнилось 75 лет. Всю свою трудовую и научную деятельность он посвятил различным областям сейсмометрии. Главными из них являются исследования глубинного строения верхней части литосферы и постановка геофизических работ для составления прогнозных моделей среды в районе сверхглубоких скважин.

Спустя два года после окончания Свердловского горного Института (выпуск 1957 г.) он становится одним из руководителей сейсмических исследований на Урале, работая в составе Баженовской геофизической экспедиции. Под его руководством и непосредственном участии были выполнены впервые на Урале (1960—1961 гг.) наблюдения методом отраженных волн (МОВ) в районе предполагаемого заложения Уральской сверхглубокой скважины, и показана перспективность МОВ, в пространственной модификации, для изучения сложнопостроенных складчатых комплексов Урала.

В 1962 г. начался новый этап изучения глубинного строения Урала. Первыми были работы по Свердловскому пересечению методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), протяженностью около 1000 км, которые охватили непрерывными профильными наблюдениями восточные районы Восточно-Европейской платформы, Средний Урал, юго-западную часть Западно-Сибирского кратона. Геологическая интерпретация комплекса геофизических данных и построение геолого-геофизического разреза земной коры приобрели большую известность, и их ценность сохраняется до сих пор. Один из главных выводов — факт установления связи приповерхностных структур, их тектоники и минерализации с особенностями глубинного строения земной коры. Впервые полностью результаты этих уникальных исследований были опубликованы в журнале «Советская геология» в 1974 г., а затем в монографии, вышедшей в издательстве «Недра» в 1976 г. По этим же материалам В.С.Дружинин защитил без отрыва от производства кандидатскую диссертацию.

В 1975 г. работы по ГСЗ были продолжены по предложенной В.С.Дружининым и С.Н.Кашубиным новой методике профильно-площадных дифференциальных зондирований с комплексированием сейсмических методов, по которой были выполнены совместно с Институтом геофизики УрО РАН все последующие исследования с помощью ГСЗ на Урале.

Для анализа и обобщения разнородных по качеству и полноте сейсмических материалов В.С.Дружинин разработал методику глубинного геокартирования земной коры, в основе которой лежит ее новая модель. Составляющими такой модели являются сейсмогеологические этажи и разграничивающие их поверхности: древнего кристаллического фундамен-



та и основного сейсмогеологического раздела между комплексами земной коры и слабоизмененными породами верхней мантии. Эти поверхности присутствуют практически повсеместно и имеют относительно выдержанные физические параметры для расположенных ниже толщ; также установлен переходный мегакомплекс в низах коры, особенно значительный по мощности в центральной мегазоне Урала. С использованием данной методики выполнены первые обобщающие исследования методом ГСЗ в Уральском регионе. По их результатам составлена первая схема глубин залегания раздела М для всего региона. Работы в этом направлении продолжаются автором в Институте геофизики УрО РАН, где он трудится с 1989 г. сначала в должности заведующего лабораторией сейсмометрии, а затем, ведущего научного сотрудника. Цель этих исследований — создание цифровой объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы Уральского региона.

Достоверность информации, полученной при выполнении работ под руководством и непосредственном участии В.С.Дружинина, подтверждается, в частности, результатами бурения СГ-4 и СГ-6, а также результатами исследований по международным проектам Европроба (URSEIS, UWARS), выполненных по современным технологиям.

Одна из заслуг В.С.Дружинина — это то, что он показал роль информации о строении верхней части литосферы для решения проблем тектоники и минерализации Урала. Значимость этих исследований особенно возрастет, когда будет получена геолого-гео-

физическая модель верхней части литосферы всего Уральского региона.

Помимо работ по ГСЗ, В.С.Дружинин занимается вопросами сейсмичности и прикладной сейсмометрии. Всего В.С.Дружининым и совместно с коллегами опубликовано свыше 175 статей и 4 монографии. Владимир Степанович награжден медалями СССР и Мингео СССР: «За трудовую доблесть», «За заслуги в разведке недр», Ветеран Труда, почетными грамотами Министерства геологии и Уральского отделения РАН, дипломами ЕАГО, губернатора Свердловской области, значком «Отличник разведки

недр». Им подготовлено 4 кандидата наук. Будем надеяться, что его многочисленные прогнозы, как и прежде, будут подтверждаться в будущем, по мере развития Наук о Земле.

Сердечно поздравляем Владимира Степановича с юбилеем, желаем здоровья, счастья, творческих успехов, удачи и благополучия!

*Друзья и коллеги
Редколлегия журнала*