

**ПРИЗНАКИ ЭКСПЛОЗИВНО-ОБЛОМОЧНОГО ГЕНЕЗИСА АЛМАЗОНОСНОГО
КАРНИЙСКОГО ГОРИЗОНТА УСТЬ-ОЛЕНЕКСКОГО РАЙОНА
(петрографо-геохимические данные)**

В.Ф. Проскурнин, Н.П. Виноградова, А.В. Гавриш, М.В. Наумов

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*

При детальном петрографо-геохимическом изучении рассматривавшегося ранее в качестве терригенных отложений карнийского продуктивного (алмазосодержащего) базального горизонта из района гор Ангардам-Таса получены данные, свидетельствующие в пользу вулканогенного (эксплозивно-обломочного) генезиса этих пород. По новым данным, они могут рассматриваться как интенсивно преобразованные лапиллиевые туфы базитового и, возможно, ультрабазитового состава, являющиеся частью ладинско-карнийского вулканогенно-осадочного разреза. Туфы сложены резургентным материалом — измененными литокластами основных и, возможно, ультраосновных пород, девитрифицированными витрокластами, обломками автолитовых брекчий и т.п. Предполагается, что они представляют собой фрагмент вулканокластического покрова, сформировавшегося в седиментационном бассейне при фреатомагматических извержениях. Обоснование вулканокластического генезиса алмазосодержащих пород карнийского горизонта предполагает новый аспект решения проблемы коренных источников россыпных алмазов арктической части Сибири.

Триас, алмазы, вулканокластические отложения, фреатомагматические извержения, Сибирская платформа.

**EVIDENCE FOR THE VOLCANOCLASTIC GENESIS OF THE CARNIAN DIAMONDIFEROUS BED
IN THE UST'-OLENEK AREA (from petrographic and geochemical data)**

V.F. Proskurnin, N.P. Vinogradova, A.V. Gavrysh, and M.V. Naumov

A detailed petrographic study of a 0.4–1.2 m thick Carnian diamondiferous bed of the Angardam-Tasa Ridge (Ust'-Olenek area, northern Siberia) was performed. It showed that the bed earlier referred to as a terrigenous deposit might be interpreted as an intensely altered volcanoclastic lapilli tuff of basic and, probably, ultrabasic composition. The tuff occurs within a 100 m thick Ladinian–Carnian volcanosedimentary sequence. It consists mainly of resurgent material: altered lithoclasts (nodules of basic-ultrabasic lithology?), devitrified volcanic glass, fragments of autolithic breccia, etc. The thin volcanoclastic sheet is supposed to have formed within a sedimentation basin as a result of phreatomagmatic eruptions of kimberlite volcanoes. The substantiation of the volcanogenic origin of the Carnian diamondiferous bed might be a new approach to elucidate the primary source of widespread placer diamonds in Arctic Siberia.

Triassic, Diamonds, volcanoclastic deposits, phreatomagmatic eruption, Siberian Platform

ВВЕДЕНИЕ

Изучение россыпной алмазосности северо-востока Сибирской платформы, проведенное в течение последних 30 лет различными исследователями (Н.И. Гогина, Ю.М. Сибирцев, Р.О. Галабала, В.В. Селивановская, В.Н. Бобров, Н.И. Горев, С.А. Граханов и другие), позволило считать базальный горизонт карнийского яруса верхнего триаса наиболее масштабным и продуктивным древним коллектором этого региона [Граханов, Коптиль, 2003; Граханов и др., 2007]; в Усть-Оленекском районе в этих отложениях выявлены промышленные концентрации алмазов [Граханов и др., 2009]. Продуктивный горизонт, приуроченный к основанию осипайской свиты, обычно трактуется как маломощный слой, сложенный своеобразными бурыми ожелезненными гравелитами и мелкогалечными конгломератами, иногда разнозернистыми, нередко рыхлыми песчаниками с редкой галькой и гравием [Государственная... 2001; Граханов и др., 2009].

Вместе с тем проблема коренных источников алмазов в верхнетриасовых отложениях остается открытой. На основании специфических кристалломорфологических и вещественных характеристик алмазов и минералов-спутников, особенностей распределения алмазов различных типов, низких содержания пиропов алмазосодержащих парагенезисов предполагается, что карнийские россыпи сформированы за

счет прямого размыва нетрадиционного для Сибирской платформы коренного источника триасового возраста [Граханов и др., 2007].

При проведении ревизионных мелкомасштабных геолого-съёмочных работ в районе Оленекской протоки дельты р. Лена в 2009 г. получены данные о значительном участии вулканогенного материала в верхнетриасовых отложениях (осипайская свита), рассматривавшихся обычно [Государственная..., 2001; и др.] в качестве чередующихся гравелитов, песчаников, алевролитов. При этом алмазоносные грубообломочные базальные отложения осипайской свиты (карнийский коллектор) с идеально «окатанными лептохлоритовыми бобовинами» [Государственная..., 2001] характеризуются максимальным содержанием вулканокластического материала. Петрографо-минералогическая и геохимическая характеристика этих пород и является целью настоящей работы.

ВЕРХНЕТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГОР АНГАРДАМ-ТАСА

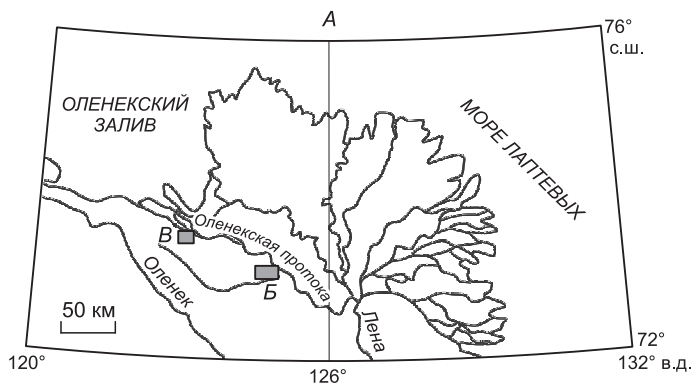
Опробование верхнетриасовых пород проводилось на двух участках, расположенных на левобережье проток Оленекская и Ангардам-Уэсе р. Лена: в нижнем течении р. Улахан-Юрях и в 60 км северо-западнее, на правобережье руч. Тас-Крест-Юряге (рис. 1). При крупномасштабных геолого-съёмочных работах (Р.О. Галабала и др., 1984 г.) разрез верхнего триаса данного района описывался как переслаивание песчаников и алевролитов с базальным горизонтом конгломератов (гравелитов), содержащим до 10 % гальки основных эффузивов и залегающим на размывтой поверхности среднетриасовых отложений. Проведенное петрографическое изучение разреза карнийских и, в меньшей мере, ладинских отложений показало постоянное присутствие в осадочных породах измененного вулканогенного материала, в зависимости от количества которого и структурных особенностей пород могут быть выделены туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоконгломераты, туффиты, ксенотуфы и туфы.

На р. Улахан-Юрях вулканогенно-осадочные отложения карнийского яруса (осипайская свита) залегают на измененных терригенных породах ладинского яруса (олимпийская свита), характеризуются северо-западным простиранием (согласным со структурой Восточнотаймырско-Оленекской складчатой зоны) и крутым падением пород. К основанию карнийского горизонта приурочен грубообломочный горизонт незначительной (25—35 см) мощности, включающий класты идеально шаровидной, реже эллипсоидальной формы размерами 2—5 мм, реже 5—10 до 15—20 мм. Этот интенсивно выветрелый горизонт перекрывается зелеными туфопесчаниками мощностью 10 м с пирит-марказитовыми конкрециями размером 2—4 мм. По латерали в юго-восточном направлении на протяжении 8 км указанный грубообломочный горизонт сменяется туфогенно-осадочными образованиями (туффитами, туфоконгломератами) с примесью обломков известняков и кремнистых галек и с тонкими (1—5 см) прослоями вулканических обломочных пород, в которых отмечаются деформированные обломки обугленной древесины.

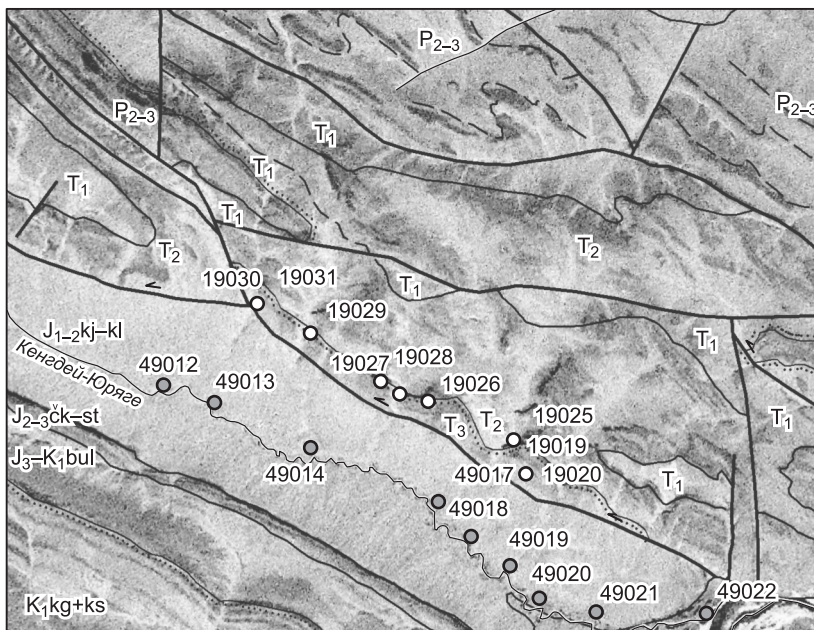
На правобережье руч. Тас-Крест-Юряге отложения осипайской свиты, мощность которой составляет здесь 17 м, подстилаются вулканомиктовыми песчаниками олимпийской свиты мощностью 35 м. Породы осипайской свиты представлены преимущественно туфоалевролитами с прослоями аргиллитов, линзами конгломератов и включениями сидеритовых конкреций, а также туфопесчаниками с прослоями рыхлых песков. В основании свиты (см. рис. 1, А) залегают базальные гравийно-мелкогалечные полимиктовые конгломераты (0,3 м), а также темно-бурые до черных породы (см. рис. 1, Б) с гороховидной и бобовидной текстурами мощностью до 1 м. Полимиктовые базальные конгломераты состоят из хорошо окатанных галек (размером 1—5 см) кварцитов, песчаников, эффузивов среднего и кислого состава, известняков. В протолочках этих конгломератов выявлены обломки сиреневого пироба, пирит-марказитовые конкреции, а также изометричные обломки размером до 2—3 мм, сложенные железистыми септехлоритами. При изучении протолочек пород с гороховидной и бобовидной текстурами, содержащих иногда обломки окаменелой древесины, выявлены как алмазы, так и комплекс индикаторных минералов кимберлитов (пироб, пикроильменит, хромшпинелиды). По составу (табл. 1) пиробы соответствуют лерцолитовой ассоциации. Морфогенетические особенности алмазов (в частности, очень низкая степень их механического износа) и соотношение их различных типов («кимберлитового» и «эбеляхского») аналогичны таковым, известным для карнийских отложений других участков [Граханов, Коптиль, 2003].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

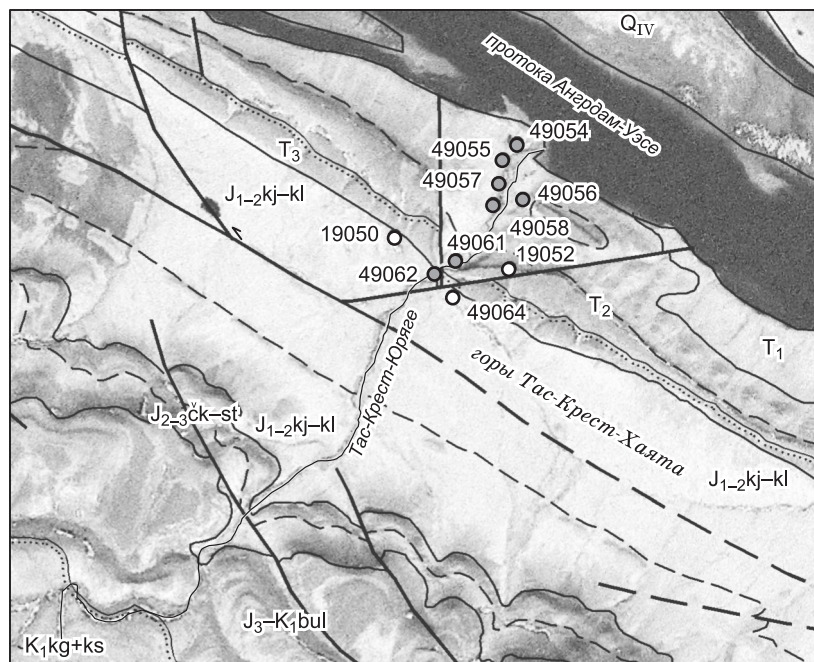
С целью обоснования генезиса алмазоносных пород проведены их детальное петрографическое изучение, а также комплекс аналитических работ, выполненных в ЦЛ ВСЕГЕИ. Он включает в себя определение в породах содержания петрогенных, редких и рассеянных элементов, рентгенофазовый анализ пород, выделение и изучение тяжелой фракции протолочек, микрорентгеноспектральный (микронзондовый) анализ минералов, в том числе выделенных из протолочек.



Б



В



- 1 Q_{IV}
- 2 K₁kg+ks
- 3 J₃-K₁bul
- 4 J₂₋₃ck-st
- 5 J₁₋₂kj-kl
- 6 T₃
- 7 T₂
- 8 T₁
- 9 P₂₋₃
- 10 $\frac{a}{\theta}$
- 11 ---
- 12 —
- 13 - - -
- 14 ←
- 15 ●
- 16 ○

2 км

Рис. 1. Местоположение участков (А) Улахан-Юрях (Б) и Тас-Крест-Юряге (В); схемы геологического строения и опробования на дистанционной основе Landsat на участках Улахан-Юрях (Б) и Тас-Крест-Юряге (В). Составлены с использованием материалов (Д.А. Вольнова и др., 1960 г.; Р.О. Галабала и др., 1980 г.).

1 — четвертичные образования; 2—5 — юрско-меловые отложения: нижний мел, кигиляхская и кюсюрская свиты объединенные (140—480 м), песчаники, алевролиты, прослой каменного угля, в основании конгломераты и конкреции фосфоритов (2); верхняя юра—нижний мел, буолкалахская свита (230—300 м), песчаники, алевриты, аргиллиты, в основании стяжения фосфоритов (3); средняя—верхняя юра чекуровская серия и станюряхская свита объединенные (400—535 м), песчаники, алевролиты, аргиллиты, конкреции глинистых известняков (4); нижняя—средняя юра, кыстыкюряхская, джангыйская, курунгская и келимярская свиты объединенные (470—640 м), аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты, карбонатные, фосфоритовые и сидеритовые конкреции (5); 6—8 — триасовые образования: верхний отдел (100—255 м), туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоаргиллиты, туфоконгломераты, ксенотуфы, туфы (6); средний отдел (110—245 м), песчаники, песчаники вулканомиктовые, алевролиты, аргиллиты, песчано-карбонатные конкреции (7); нижний отдел (325—480 м), алевролиты, аргиллиты, песчаники, известняки битуминозные, туфопесчаники с карбонатными и фосфатными конкрециями (8); 9 — средневерхнепермские отложения (680—990 м), алевролиты, аргиллиты, песчаники; 10 — геологические границы: согласные (а); несогласные (б); 11 — линияменты структур, дешифрируемых на дистанционной основе; 12—14 — разрывные нарушения: достоверные (12); предполагаемые (13); левые сдвиги (14); 15 — точки шлихового опробования; 16 — точки наблюдения.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОД

Алмазоносные грубообломочные образования, приуроченные к основанию карнийского яруса, представляют собой массивные, плотные (сливные), темно-бурые (до черных) тяжелые породы, формирующие маломощные (0.2—1.2 м) прослой и линзы. На некоторых участках они отмечаются совместно с полимиктовыми конгломератами, которые содержат гальку песчаников, андезидацитов, дацитов, риодацитов, сцементированную пелитоморфным материалом. Это явление и дало основание для идентификации предшествующими исследователями всех базальных отложений как конгломератов или гравелитов. Однако петрографическое изучение алмазоносных грубообломочных пород показало, что они состоят преимущественно (на 80—100 %) из измененного вулканокластического материала и могут быть идентифицированы как измененные туфы.

Вследствие интенсивного изменения тонкодисперсного кластического материала, первичные силикаты протолита псевдоморфно замещены смесью вторичных филлосиликатов, в которой, согласно данным рентгеноструктурного анализа (табл. 2), преобладают септешамозиты (преимущественно бертьерин) и септхлориты (ферриамезит), а также клинохлор с примесью клинохризотила, нонтронита, бемита, вермикулита. Рудные минералы разложены с образованием агрегатов лейкоксена, ильменита, анатаза, гетита, маггемита, гематита, марказита.

Метатуфы характеризуются «гороховидной» текстурой (рис. 2, А, Б, В), литовитрокластической структурой преимущественно псаммитовой и мелкопсефитовой размерности (0.7—5.0 мм), уплотнен-

Таблица 1. Химический состав (мас. %) некоторых аксессуарных минералов из грубообломочных отложений карнийского яруса (обр. 19052)

Оксид	Пироп				Пикроильменит	Магнезиохромит		Хромшпинелид	
	41.22	41.51	41.91	41.64		0.35	—	2.33	3.38
SiO ₂	41.22	41.51	41.91	41.64	—	0.35	—	2.33	3.38
TiO ₂	0.22	0.41	0.35	0.77	47.85	3.28	3.00	2.33	3.38
Al ₂ O ₃	20.07	20.21	20.53	20.31	0.12	13.81	13.54	25.38	15.62
FeO	7.16	7.22	6.53	8.76	37.91	27.77	25.33	27.13	42.80
MnO	0.56	0.40	0.36	0.42	0.38	0.54	0.33	—	—
MgO	19.97	21.12	21.53	20.44	7.77	11.55	11.64	14.32	12.32
CaO	5.36	4.65	4.43	4.38	0.07	0.07	0.08	—	—
Cr ₂ O ₃	5.66	4.47	4.35	3.26	4.55	42.64	45.96	30.84	25.88
Nb ₂ O ₅	—	—	—	—	0.63	—	—	—	—
V ₂ O ₃	—	—	—	—	0.71	—	0.12	—	—
Сумма	100.22	99.99	99.99	99.98	99.99	100.01	100.00	100.00	100.00

Примечание. Анализы выполнены Е.Л. Грузовой (ЦЛ ВСЕГЕИ) на электронном микроскопе CamScan MX-2300 с приставкой Link AN-10/85S (K_{α} -излучение, ускоряющее напряжение 20 кВ, диаметр зонда 1 × 1 мкм, экспозиция 70 с; чувствительность метода 0.03—0.04 мас. %).

Таблица 2. Результаты рентгенофазового анализа пород осипайской свиты

№ пробы	Порода	Главный минерал	Второстепенный минерал
19019-а	Туф псаммитолапиллиевый	Бертьерин Ферриамезит	Анагаз
19019		Кукцит (Li-хлорит) Клинохлор	Иллит Тосудит Альбит
19026-а		Бертьерин Ферриамезит	Анагаз
19029		Клинохлор	Тосудит, анагаз
19052/2-а		Ферриамезит Кварц	Вермикулит, клинохризотил, магнезиохромит, анагаз, анальцит
19052/1		Бемит Клинохлор	Каолинит
19013/2	Ксенотуф карбонатизированный, обогащенный органическим детритом и аутигенными порфири-бластами кальцита	Ферриамезит Кальцит Кварц Альбит	Кукцит Гематит Маггемит Пирит
19020	Ксенотуф с примесью лапилли, девитрифицированного вулканического стекла	Кукцит (Li-хлорит) Клинохлор Иллит	Альбит Кварц Ксенотим Гематит Триплит
19019/3	Туфопесчаник	Кварц Альбит	Кукцит Гематит Пирит Вюрцит Кальцит

Примечание. Анализы выполнены в ЦЛ ВСЕГЕИ, дифрактометр ДРОН-6, аналитик В.Ф. Сапега. Параметры съемки: CoK_α монохроматическое излучение, длина волны $\lambda = 1.79021 \text{ \AA}$, напряжение 35 кВ, сила тока 25 мА. Обработка полученных спектров и идентификация фаз производилась с помощью пакета программ PDWin-4 и международной картотеки JCPDS.

ным пепловым витрокластическим или мелкопсаммитовым литовитрокластическим цементом смешанного типа, раскристаллизованным в криптокристаллический бертьерин-ферриамезитовый агрегат, не превышающий, как правило, 25—30 об. %. Для силицифицированных туфов характерен вторичный кремнистый (крустификационный) цемент, развитый по периферии преобразованных обломков.

Измененный вулканокластический материал представлен шаровидными, каплевидными, грушевидными (редко уплощенными) преобразованными витро- и литокластами: округлыми обломками пород, замещенными септешамозит-септехлоритовым агрегатом (см. рис. 2, Д), внутренняя структура которых близка псевдоморфно преобразованным оливин-порфириновым и оливин-мелилитовым породам (см. рис. 2, Ж, З) (до 40—45 %); девитрифицированным вулканическим стеклом (рис. 2, И) с реликтовой порфириной и витрофириной структурой (до 20—25 %); литокластами с буроокрашенным тонкопористым шлакообразным цементом (до 20—25 %), цементирующим ксеноморфные овальные обломки кластолавы и автолитовой брекчии (см. рис. 2, Г), псевдоморфно перекристаллизованных в криптокристаллический кремнисто-бертьерин-ферриамезитовый (септехлоритовый) агрегат (см. табл. 2); деформированными агрегатными псевдоморфозами бертьерина, ферриамезита (с примесью нонтронита и клинохризотила) по обломкам зерен оливина (см. рис. 2, Е). Для части литокластов характерны деформированные (частично отбитые) закалочные каймы, реликтовая концентрическая зональность, системы радиально или беспорядочно ориентированных трещин, выполненных септехлоритом.

Помимо перечисленных выше типов обломков, характерной особенностью туфов изученных участков являются зональные лапилли, составляющие до 5—20 % объема туфов, и близкие им образования, описанные для диатремовых фаций кимберлитов Лесото [Mitchell, 1997]. Они сложены криптокристаллической смесью септехлорита и септешамозита (табл. 3), в которой наблюдаются ритмично чередующиеся концентрические полосы, в различной степени обогащенные тонкодисперсной смесью лейкоксе-

Таблица 3. Типичные химические составы (мас. %) измененных витрокластов, а также вторичных ферриамезита и бертьерина из псаммитолапиллиевых метатуфов (обр. 19019, 19031/1)

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	26.45	27.14	27.56	26.05	26.79	25.69	26.81	25.47	26.54	29.9	36.41	38.77
TiO ₂	—	—	1.98	1.39	1.08	3.48	1.05	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	25.88	23.79	24.18	23.54	24.25	24.55	23.84	23.96	23.4	20.8	25.72	23.83
FeO	36.95	37.43	38.82	36.66	35.99	37.33	37.23	35.96	39.7	31.86	30.29	26.92
MnO	—	0.12	0.05	0.18	0.17	0.16	0.23	—	—	—	—	—
MgO	3.98	3.38	3.72	3.61	3.46	3.65	3.47	3.46	3.93	5.21	6.56	2.78
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.42	0.39	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0.21	0.26	0.34	—	3.19
K ₂ O	0.17	0.08	—	—	0.09	0.04	—	—	—	0.62	0.32	0.23
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.28	—	—	—	—	—
Сумма	93.43	91.94	96.31	91.43	91.83	94.90	92.91	89.06	93.83	89.15	99.69	95.72

Примечание. 1—7 — концентрически зональные витрокласты, сложенные измененным вулканическим стеклом, в различной степени обогащенным гидроксидами железа, титана; бертьерин (8—10) и ферриамезит (11—12) в фенокристах, возможно, по оливину. Анализы выполнены Е.Л. Грузовой (ЦЛ ВСЕГЕИ) на электронном микроскопе CamScan MX-2300 с приставкой Link AN-10/85S (K_{α} -излучение, ускоряющее напряжение 20 кВ, диаметр зонда 1×1 мкм, экспозиция 70 с; чувствительность метода 0.03—0.04 мас. %).

на, гетита, маггемита, анатаза (см. рис. 2, Д). В центральной части зональные лапилли содержат иногда обломки измененных литокласт, состоящих из псевдоморфоз септехлорита, септешамозита по оливину (?), девитрифицированного вулканического стекла, бурого пузыристого шлака. Чаще наблюдается равномерное распределение тонкодиспергированной рудной фазы; такие образования вследствие интенсивной лейкоксенизации и окисления рудных минералов почти не просвечивают в проходящем свете и выглядят как мелкие концентрически-зональные железорудные конкреции. Измененные лапиллиевые туфы, обогащенные таким материалом, обладают высокой магнитной восприимчивостью и служат прекрасным маркирующим горизонтом.

Присутствующие в разрезе осипайской свиты базальные конгломераты (до туфоконгломератов) характеризуются совершенно иными структурно-текстурными признаками и составом кластического материала (рис. 3).

Помимо описанных пород в составе осипайской свиты выделены также ксенотуфы, туфопесчаники и туфоалевролиты.

Ксенотуфы (рис. 4, А) встречаются, как правило, в ассоциации с метатуфами и представляют собой гетерокластовые (преимущественно с мелкопсаммитовой — крупноалевритовой кристаллолитокластической структурой) породы с неясно выраженной слоистой текстурой, пепловым цементом, преобразованным в кремнисто-септехлорит-карбонатный или кремнисто-септехлоритовый агрегат, составляющий до 20 % объема пород. В некоторых местах карбонатизированный пепловый цемент переходит в цемент разведения вплоть до полного замещения карбонатом обломков пород и глинисто-пепловой массы. В отличие от туфов, ксенотуфы содержат до 40 об. % ксенокластов, представленных кварцем (нередко оскольчатый, трещиноватый со следами стрессовых деформаций), плагиоклазом, иногда калишпат-пертитом, мусковитом, цирконом, апатитом, обломками обохренных рудных минералов; также наблюдаются обломки хлорит-серицитовых сланцев, микрокварцитов и фельзитов. 40—65 % объема ксенотуфов составляют пирокласты — преимущественно эллипсоидальные обломки зеленоокрашенных девитрифицированных вулканических стекол, в меньшем количестве туфов, преобразованных в криптокристаллический агрегат филлосиликатов, в резко подчиненном количестве присутствуют обломки фенокрист, выполненных вторичными септешамозитом и септехлоритом.

Туфопесчаники и туфоалевролиты, залегающие выше собственно туфовых образований и слагающие основную часть разрезов осипайской свиты исследованных участков, довольно однородны по составу. Терригенный материал (см. рис. 4, Б), представленный преимущественно угловатыми (до оскольчатых) обломками кварца (нередко с деформационными ламеллями), полевого шпата, реже других минералов, а также более окатанными обломками хлоритизированных магматических пород основного, среднего и кислого состава, микрокварцитов, хлорит-серицитовых и углеродисто-глинистых сланцев, составляет 70—90 % объема пород. Пирокластический материал присутствует как в тонкообломочной кластической составляющей (иногда до 20—30 об. %), так и в составе пеплового цемента пленочно-порового типа, раскристаллизованного в неравномерно карбонатизированный криптокристаллический

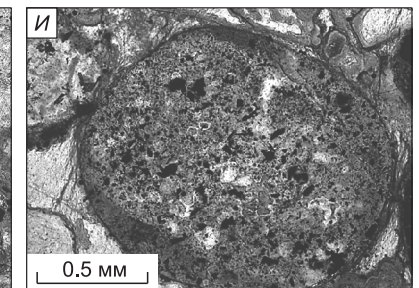
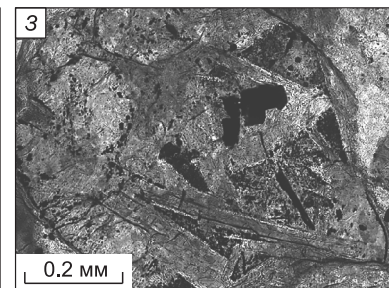
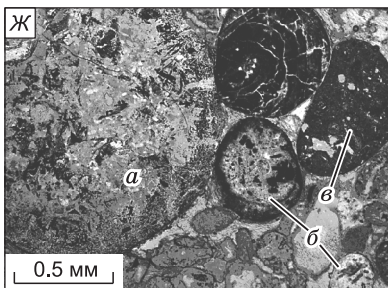
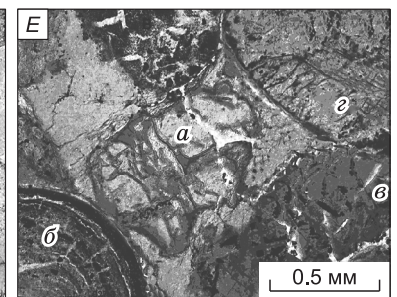
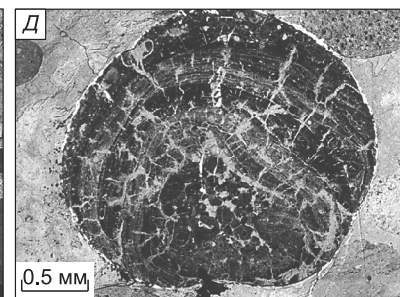
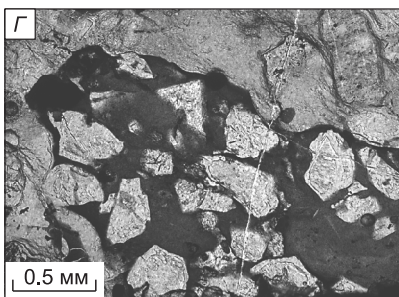
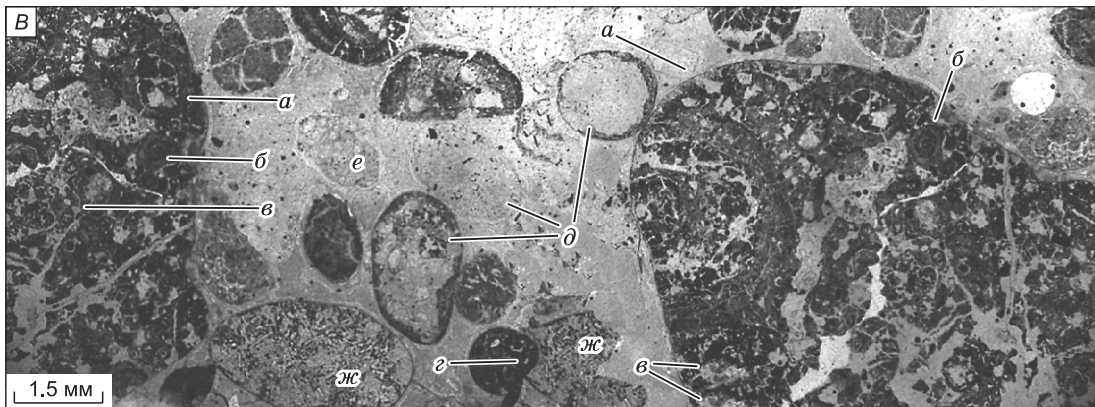
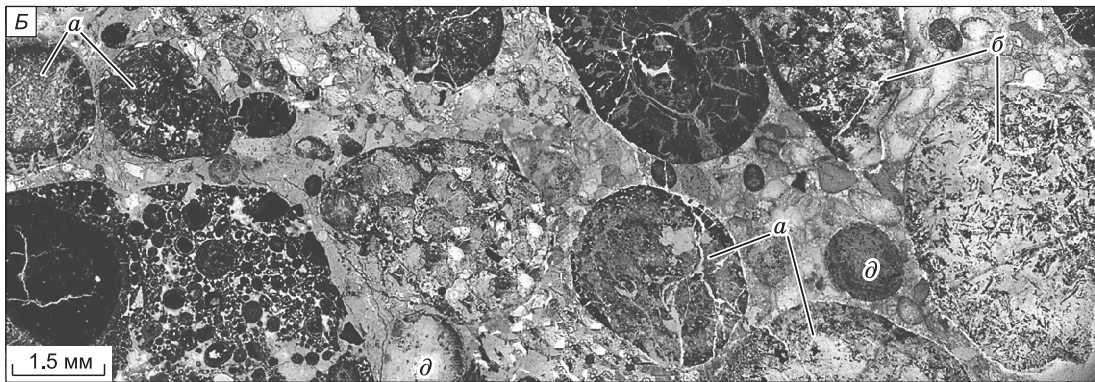
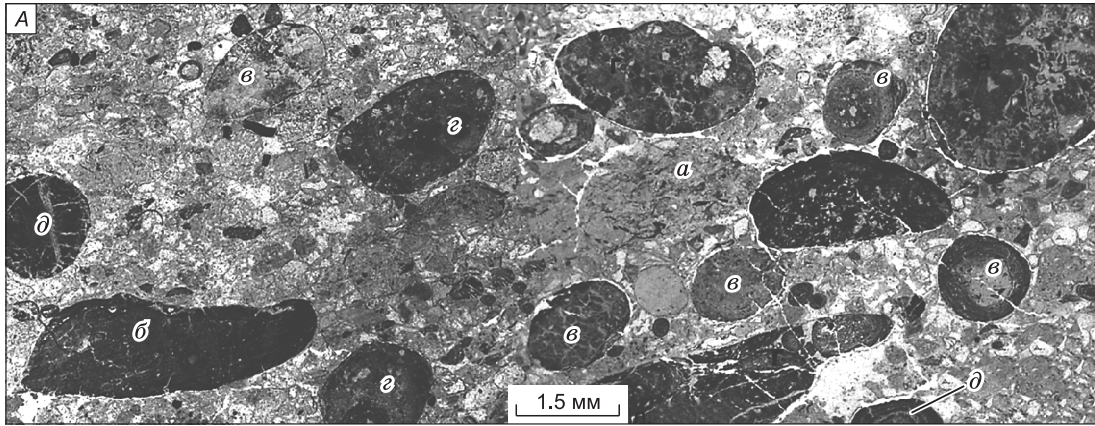


Рис. 2. Микрофотографии (б/ан) интенсивно измененных мелколапиллиевых туфов осипайской свиты.

А — преобразованный литовитрокластический туф «флюидальный», в котором наблюдаются округлые литокласты измененных магматических пород основного, возможно, ультраосновного состава (*а*), вулканического шлака (*б*), девитрифицированного вулканического стекла, измененного от периферии к центру (*в*), округлые литокласты со структурами типа автолитовых брекчий (*з*), округлые витрокласты, замещенные рудным материалом, иногда зонально (*д*), лапилли сцементированы близким по литологическому составу материалом псаммитоалевритовой размерности, шл. 19031/1, р. Улахан-Юрях; *Б* — преобразованный литовитрокластический туф, сложенный округлыми литокластами, псевдоморфно замещенными септхлорит-септешамозитовым агрегатом: с зональным замещением по периферии (*а*), с реликтивными структурами типа гиалопилитовой (*б*), зональными с массивным ядром в центре и радиально-лучистыми по периферии (*в*), со структурами типа автолитовых брекчий (*з*), шл. 19052/2, руч. Тас-Крест-Юряге; *В* — мелколапиллиевый туф, обогащенный крупнообломочным резургентным материалом типа агглютината (*а*), который сам содержит обломки со структурами автолитовых брекчий (*б*) и округлыми литокластами основного, возможно, ультраосновного состава (*в*), обломками шлаковидной породы (*з*), девитрифицированного вулканического стекла (*д*), в том числе с порфировой (за счет замещенного оливина?) структурой (*е*), округлыми обломками с реликтивными витрокластическими и келифитовыми структурами (*ж*), шл. 19026, р. Улахан-Юрях; *Г* — обломок кластолавы размером 1.5 см, шл. 19029, р. Улахан-Юрях; *Д* — деформированная лапилль зонального строения, сложенная концентрическими зонами септхлоритового агрегата, в различной степени обогащенного тонкодисперсными лейкоксеном, гетитом, маггемитом, шл. 19031/1, р. Улахан-Юрях; *Е—И* — измененные лито- и витрокласты в лапиллиевом туфе, шл. 19027/3, р. Улахан-Юрях: *Е* — агрегатные псевдоморфозы септхлорита, септешамозита по деформированному фенокристаллу, видимо, оливина (*а*), фрагмент зональной лапилли (*б*), измененные литокласты (*в*, *з*); *Ж* — лапилли измененной магматической породы основного, возможно, ультраосновного состава (*а*), девитрифицированного вулканического стекла с включениями лейкоксенизированного ильменита (*б*), шлаковидной породы с мелкими фенокристами, возможно, оливина (*в*), зональные, замещенные несимметрично рудным материалом (*з*); *З* — фрагмент лапилли магнетит-септхлоритового состава, агрегатные псевдоморфозы которых отражают реликтовую структуру и морфологию оливин-мелилитовой породы; *И* — сферический обломок раскристаллизованного вулканического стекла с изменениями по периферии.

кремнисто-хлоритовый агрегат (5—10 % объема пород). Породы обычно массивные, но нередко наблюдается и ритмично-слоистая текстура, обусловленная неравномерным обогащением чередующихся прослоев пирокластическим материалом алевритопсаммитовой и пелитовой размерности.

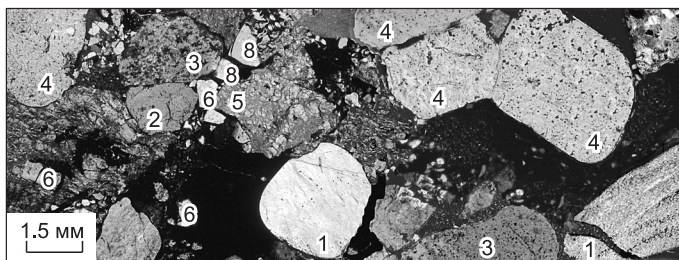
ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

Химический состав лапиллиевых метатуфов характеризуется резко пониженными содержаниями SiO_2 и Na_2O , K_2O , повышенными содержаниями Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO (табл. 4). По значениям петрохимических модулей, применяемых для генетических классификаций обломочных пород [Юдович, Кетрис, 2000], таких как гидролизатный модуль $\text{GM} = (\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$, фемический модуль $\text{FM} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$, нормированная щелочность $\text{HKM} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, титановый модуль $\text{TM} = \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, железный модуль $\text{ЖМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$, изученные эксплозивно-обломочные породы четко отличаются от терригенных пород (табл. 5). На первых диаграммах, как правило, наблюдаются вариационные тренды от туфов к ксенотуфам, туфопесчаникам и к нормально-осадочным породам.

Анализ структуры корреляционных связей пород, устанавливающий наличие двух резко контрастных ассоциаций (Ca Mg) и (Al Fe), показывает, что процесс их изменения протекал с тотальным выносом MgO , CaO , накоплением и обогащением пород железом и глиноземом. Как по химическому составу, так и по характеру взаимосвязей петрогенных компонентов измененные туфы осипайской свиты близки выветрелым кимберлитам Малоботуобинского, Анабаро-Уджинского и других районов [Зинчук и др., 1983; Епифанов, Родин, 1991; Зинчук, 2000].

Рис. 3. Микрофотография полимиктового конгломерата из базального горизонта осипайской свиты участка руч. Тас-Крест-Юряге, шл. 19050/1, б/ан.

Эллипсоидальные и полигональные гальки представлены риолитами с порфировой и микрофельзитовой структурами (1), мелкозернистыми андезидацитами с порфировой и пилитовой структурами (3), дацитами, риодацитами (4), метапесчаниками (5), а также кварцитами с зубчатой структурой (на снимке не показан), более мелкими обломками плагиоклаза и калиевого полевого шпата (6), кварца (8), связанные составляющим до 15 об. % сланцеватым поровым цементом (7) с угловатыми обломками пелитоалевритовой размерности кварца и вышеуказанных пород и минералов.



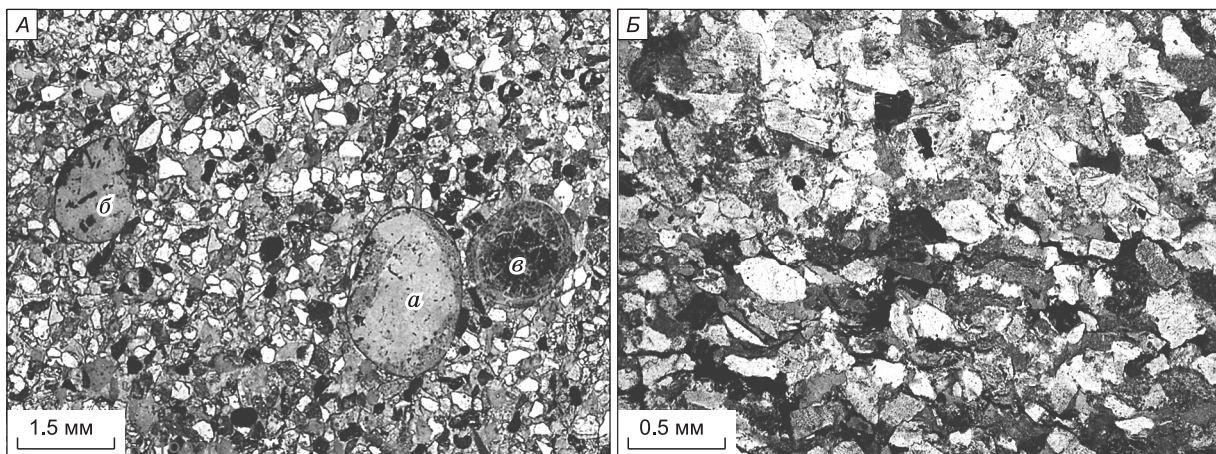


Рис. 4. Микрофотографии (б/ан) ксенотуфа (А, шл. 19020, р. Улахан-Юрях) и туфопесчаника (Б, шл. 19049/10, руч. Тас-Крест-Юряге) из разрезов осипайской свиты.

Ксенотуф характеризуется массивной текстурой с мелкосаммитовой кристаллолитокластической структурой, хлоритизированным пепловым цементом базально-порового типа, цементирующим редкие зонально- с периферии (а) и незонально- (б) замещенные обломки девитрифицированного стекла (а), обломки кластолав (б) и т. п., а также ксенокристаллокластический материал (оскольчатый кварц, плагиоклаз), составляющий 20—25 %. Туфопесчаник — с тонкослоистой (градационно-слоистой) текстурой и карбонатизированным поровым цементом. Измененные витрокласты (зеленоватой окраски) обогащают отдельные прослои, составляя 10—30 % объема породы.

По сравнению с типичными песчаниками и гравелитами (в качестве которых рассматривали данные породы) как туфы, так и ассоциирующие с ними ксенотуфы и туфопесчаники осипайской свиты имеют повышенные содержания сидерофильных (Cr, Co) и высокие — халькофильных (Cu, Zn, Sb) элементов, что сближает данные образования с «породами, сформированными за счет выветривания лапиллиевых, аккреционных лапиллиевых и песчаных туфов лампроитоподобных пород» р. Эбелях [Епифанов, Родин, 1991]. Видимо, в силу первичной геохимической природы туфы осипайской свиты по сравнению с песчаниками обеднены литофильными элементами (Y, REE, Nb, Ta, Rb, Th, U) и, кроме того, выделяются аномально высокими содержаниями Sr, As, Li (рис. 5), что также характерно для продуктов лампроитового магматизма.

По характеру распределения малых элементов (рис. 6) измененные лапиллиевые туфы близки кимберлитам накынского геохимического типа, отличающимся от кимберлитов традиционных алмазодносных полей Якутии, как правило, отрицательными аномалиями высокозарядных редких и радиоактивных элементов (Nb, Zr, Ta, Ce, U, Th) [Фролов и др., 2005]. Пониженные содержания Ni, Co в туфах обусловлены, видимо, полным разложением в них оливина и выносом этих элементов совместно с магнем.

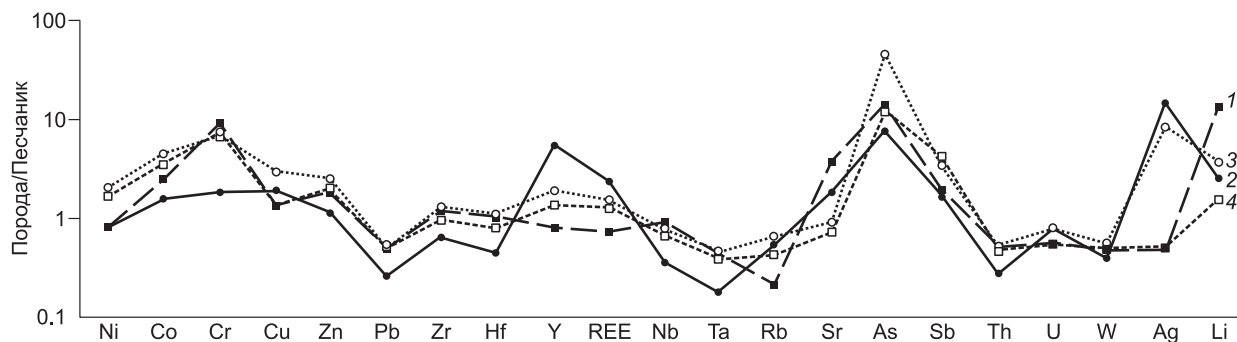


Рис. 5. Спайдер-диаграммы нормированных по песчанику содержаний малых элементов в породах осипайской свиты.

1 — мелколапиллиевые туфы, 2 — алевритопелитовые туфы, 3 — ксенотуфы, 4 — туфопесчаники. В качестве эталона нормирования приняты средние содержания химических элементов в песчаниках, разработанные по результатам многоцелевого геохимического картирования на геохимических полигонах в ИМГРЭ К.Л. Волочковичем и др. [Геохимическая..., 1999].

Таблица 4. Средние химические составы вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород осипайской свиты (горы Ангардам-Таса)

Компонент	Туфы псаммито-лапиллиевые	Ксенотуфы	Туфопесчаники, туфоалевролиты	Компонент	Туфы псаммито-лапиллиевые	Ксенотуфы	Туфопесчаники, туфоалевролиты
SiO ₂ , мас. %	25.17	51.90	64.43	Y	15.1	34.5	24.5
TiO ₂	1.79	1.69	1.33	ΣREE	71.8	176.1	125.1
Al ₂ O ₃	27.33	18.90	10.30	Nb	17.2	13.9	12.2
Fe ₂ O ₃	11.50	6.94	4.61	Ta	0.90	1.0	0.80
FeO	18.10	4.08	6.29	As	16.4	53.3	15.2
MnO	0.12	0.12	0.16	Sb	0.40	0.7	0.9
MgO	2.68	2.29	1.86	Th	5.70	5.5	4.8
CaO	0.52	1.08	2.36	U	1.60	2.2	1.7
Na ₂ O	0.27	1.14	1.65	W	1.20	1.4	1.3
K ₂ O	0.66	3.30	1.21	Ag	0.10	0.9	0.1
P ₂ O ₅	0.52	0.20	0.10	Li	420.5	111.2	47.5
П.п.п.	9.39	7.93	4.84	La	11.7	34.0	23.9
Сумма	98.05	99.57	99.14	Ce	30.0	69.67	51.3
Ni, г/т	30.2	70.9	59.5	Pr	3.23	8.56	5.96
Co	23.5	40.6	33.1	Nd	12.6	32.5	22.9
Cr	308.3	240.2	280.0	Sm	3.06	7.04	4.72
Cu	34.3	76.8	35.8	Eu	0.86	1.51	1.13
Zn	79.2	102.9	83.2	Gd	2.75	6.26	4.38
Pb	6.6	6.9	7.3	Tb	0.45	0.95	0.69
Zr	241.0	264.8	202.5	Dy	2.85	6.23	4.21
Hf	5.9	6.3	4.6	Ho	0.59	1.26	0.85
Rb	14.5	45.1	29.6	Er	1.58	3.58	2.29
Sr	965.5	231	185.0	Tm	0.29	0.58	0.39
As	16.4	53.3	15.2	Yb	1.59	3.4	2.08
Sb	0.4	0.7	0.9	Lu	0.25	0.54	0.32
				<i>n</i>	4	5	7

Примечание. Анализы выполнены в ЦЛ ВСЕГЕИ, для петрогенных элементов — рентгеноспектральным флуоресцентным методом (ARL-9800, аналитик Б.А. Цимошенко); для Rb, Sr, Zr, Y, U, Pb, Nb, Th — АРФ-6, аналитик Л.А. Матвеева; для Co, Ni, Cr, Cu, V, Sc, La, Yb — ICP-AES, ОПТИМА-4300, аналитик Э.Г. Червякова; для РЗЭ — ICP-MS (ELAN-DRC 6100, аналитик В.А. Шишлов). *n* — размер выборки.

Таблица 5. Средние значения петрохимических модулей взрывно-обломочных пород

Порода	ГМ	ФМ	НКМ	ТМ	ЖМ
Породы участков гор Ангардам-Таса:					
Псаммитолапиллиевые туфы	2.36	1.29	0.04	0.08	1.04
Ксенотуфы	0.79	0.45	0.19	0.16	0.96
Туфопесчаники	0.35	0.20	0.27	0.13	0.97
Мезозойские песчаники	0.30	0.09	0.44	0.05	0.29
Стандартные показатели терригенных пород [Юдович, Кетрис, 2000]	0.19—0.44	0.15—0.21	0.28—0.43	0.05—0.07	0.45—0.70

При различном содержании, но близком характере распределения REE (см. табл. 4, рис. 7), свидетельствующем о генетической близости вулканокластического материала, преобразованные лапиллиевые туфы интенсивно обеднены лантаноидами по сравнению с ассоциирующими с ними алевритопелитовыми туфами, ксенотуфами, туфопесчаниками, отличаясь от последних также низкой степенью фракционирования редкоземельных элементов ($\Sigma \text{LREE}/\Sigma \text{HREE} = 4.52\text{—}7.96$) и наименее проявленной отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.88\text{—}0.96$). По сравнению с кимберлитами Мирнинского, Алакит-Мархинского, Далдынского полей [Белов и др., 2008] эти породы в 3—4 раза обедне-

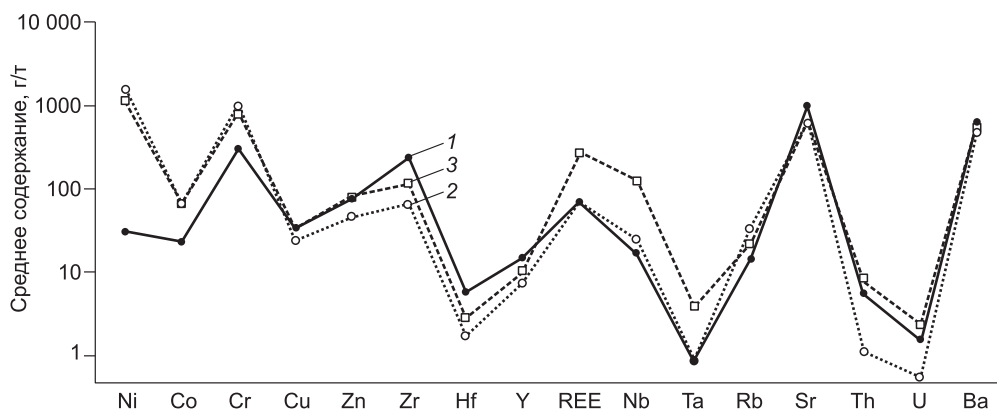


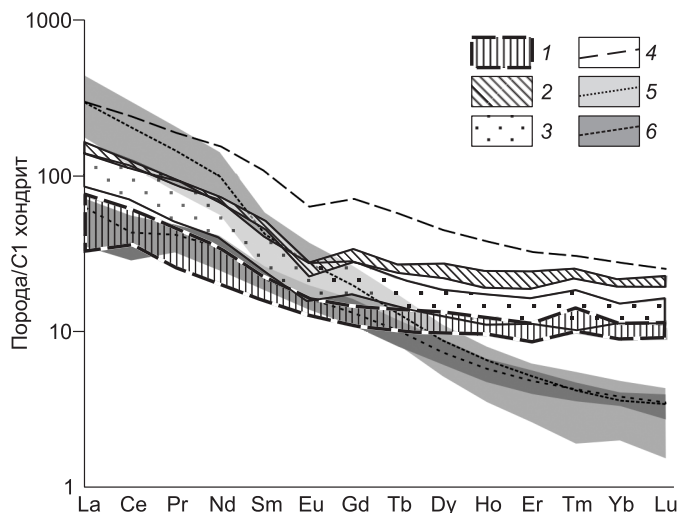
Рис. 6. Спайдер-диаграммы средних содержаний (г/т) малых элементов

в лапиллиевых туфах осипайской свиты (1) в сравнении с кимберлитами Среднемархинского района (Накынское поле) (2) и традиционных алмазоносных районов Якутии (Далдынский, Алакит-Мархинский и Мирнинский р-ны) (3). Содержания элементов в кимберлитах, по [Белов и др., 2008].

ны лантаноидами цериевой группы, на 20 % обогащены лантаноидами иттриевой группы и близки кимберлитам накынского типа, по сравнению с которыми также обогащены тяжелыми лантаноидами (см. рис. 7). Подобная специфика распределения РЗЭ, вероятно, обусловлена геохимической когерентностью лантаноидов цериевой группы и кальция, с одной стороны, и лантаноидов иттриевой группы и железа, — с другой, в результате чего в процессе разложения легкие лантаноиды выщелачиваются совместно с кальцием из туфов, аккумулируясь в форме комплексных соединений в глинистых осадках областей сноса, а тяжелые лантаноиды накапливаются в преобразованных туфах совместно со вторичными железистыми минералами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании комплекса петрографо-минералогических и петрогеохимических данных наиболее вероятной представляется гидроэксплозивно-обломочная вулканогенная природа изученных пород алмазоносного карнийского горизонта, а также базит-ультрабазитовый и, возможно, кимберлитовый состав вулканического протолита. К таким данным относятся: 1) реликтовые структурно-текстурные особенности пород — наличие лапиллей с реликтовыми гиалопилитовыми, витрокластическими структурами, структурами псевдоморфно-преобразованных автолитовых брекчий, оливин- и мелилитсодержащих пород и т.п.; 2) субизометричная форма обломков вулканических пород и стекол, резко контрастирующих по морфологии с неокатанным (оскольчатым) ксеногенным материалом, сферическая (каплевидная) форма пирокластов, зональное строение субизометричных лапиллей, обычных для отложений, формирующихся при эксплозиях фреатического типа — взаимодействие расплава с водой в условиях мелководья [Wohletz, 1983]; 3) состав продуктов



изменения, характеризующийся резким преобладанием глиноземисто-железистых минералов [Wohletz, 1983]; 3) состав продуктов

Рис. 7. Распределение содержаний РЗЭ, нормированных по C1 хондриту [Evensen et al., 1978]

в лапиллиевых туфах (1), ксенотуфах (2) и туфопесчаниках (3) осипайской свиты участков Улахан-Юрях и Тас-Крест-Юряге по сравнению с полимиктовыми конгломератами осипайской свиты (4), а также кимберлитами Мирнинского, Алакит-Мархинского, Далдынского полей (5) и Накынского поля (6). Для кимберлитов показаны также усредненные кривые распределения РЗЭ. Данные по кимберлитам, по [Белов и др., 2008].

ральных фаз — производных гидратации серпентина (с соответствующим замещением кремния и магния алюминием и железом); 4) высокая степень преобразования пород на участках преобладания вулканокластического материала (химически и механически метастабильного), замещение лапиллей с внешней стороны, что является типичным признаком продуктов гидровулканизма [Марковский, Ротман, 1988]; 5) редкое присутствие кластического кварц-полевошпатового материала (не более 3—5 %, а в грубообломочных разновидностях — менее 0.5 %) и отсутствие типичных для триасовых терригенных отложений обломков вулканитов кислого и среднего состава; 6) геохимическая специфика пород, четко отличающая их от типичных осадочных обломочных образований; 7) обогащенность пород хромистым пиропом (лерцолитовой ассоциации) [Sobolev et al., 1973], пикроильменитом, магнезиохромитом.

На рассматриваемой площади (хр. Ангардам-Таса) вулканокластический материал присутствует во всем разрезе (до 100 м мощностью) отложений среднего и верхнего триаса (ладин — карний), позволяя говорить о длительном развитии гидроэксплозивных вулканических процессов, очевидно, синхронных с проявившейся в Прианабарье среднепозднетриасовой эпохой кимберлитового магматизма.

Основные компоненты кластической составляющей рассматриваемых туфов — сферические лапилли и нодулы преобразованных бесполевошпатовых (базит-ультрабазитовых?) пород, фрагменты девитрифицированного вулканического стекла, концентрически-зональные лапилли, обломки туфов и автолитовых брекчий и т.п. — представляют пространственно совмещенные фрагментированные образования как диатремовой, так и подводно-кратерных фаций. Наличие резургентного материала, развитие изменений в обломках от периферии к центру обычно объясняют рекуррентными различающимися по мощности фреатомагматическими извержениями [Малеев, 1980; Марковский, Ротман, 1988; Mitchell, 1997; Махоткин, 2008]. Отсутствие значимых признаков переноса как алмазов, так и индикаторных минералов (пиропа, пикроильменита, магнезиохромита) кимберлитов позволяет предполагать их генетическое родство с туфами.

Суммируя вышесказанное, логично сделать вывод, что согласно залегающие тела лапиллиевых туфов, по-видимому, представляют собой фрагменты покровов вулканокластического материала, отложившегося в бассейне осадконакопления при фреатомагматических (гидровулканических) извержениях базит-ультрабазитовых вулканических аппаратов. При этом взрывная деятельность повторялась неоднократно, а эксплозии значительно различались по мощности, наиболее значительный выброс пирокластического материала имел место в начале карнийского века. Присутствие фрагментов окаменевшей древесины в обломочном материале лапиллиевых туфов свидетельствует о близости суши, возможном захвате плавника из прибрежной и береговой зон при фреатомагматических извержениях. Синхронные процессы изменения пород за счет привноса глинозема, железа, типичные для тонкообломочных гидровулканокластических отложений в морских мелководных условиях [Марковский, Ротман, 1988], отражаются в формировании в лапиллиевых туфах высокожелезистых септехлоритов, гетита, маггемита, лейкоксена.

Закратерные отложения «вулканокластических кимберлитов» известны в ряде кимберлитовых полей, локализованных в периферических частях кратонов, например, в районе одной из наиболее крупных кимберлитовых трубок Орапа, Ботсвана [Gernon et al., 2009]. Наиболее известным примером развития кимберлитовой пирокластики в составе регионально распространенного терригенного разреза является район кимберлитового поля Форт-Карни в Канаде, где известны более 70 тел вулканокластических кимберлитов, залегающих в синхронных меловых осадочных породах [Piitari et al., 2008]. Считается, что кимберлитовая вулканическая деятельность в этом районе продолжалась с перерывами не менее 20 млн лет и сформировала широкий спектр кластических (включая пирокластические) пород от эксплозивных ксенобрекчий до кимберлитовых туфов [Lefebvre, Kuzlauskas, 2008]. Очевидно, что возможность сохранения от эрозии закрратерных фаций обусловлена тектоническим режимом территории. В обстановках активно развивающихся седиментационных бассейнов, которые могут реализовываться в краевых частях платформ, сохранение таких образований вполне вероятно. Такая ситуация, очевидно, и имела место в эпоху среднепозднетриасового осадконакопления в районах перикратонных погружений северной части Сибирской платформы, в результате чего в прибрежно-морских условиях сформировались протяженные маломощные слои эксплозивно-обломочных пород, сразу же перекрытые терригенным материалом.

ВЫВОДЫ

Петрографо-геохимическое изучение пород, интерпретировавшихся ранее в качестве терригенных отложений продуктивного (алмазосодержащего) горизонта карнийского яруса гор Ангардам-Таса, дает основание предполагать, что он представляет собой измененные лапиллиевые гидроэксплозивные туфы базит-ультрабазитового и, вероятно, кимберлитового состава, являющиеся частью ладинско-карнийского вулканогенно-осадочного разреза. Установленные в гидроэксплозивных туфах алмазы, так же как и

минералы-спутники, отличающиеся отсутствием признаков дальнего переноса, являются, видимо, составной частью кластического материала, выброшенного из вулканических аппаратов.

Верхнетриасовые отложения, аналогичные охарактеризованным в данной работе, широко развиты на территории от низовьев Лены до Восточного Таймыра в пределах Восточнотаймырско-Оленекской ветки складок поздних киммерид. Они рассматриваются, как правило, в качестве терригенных прибрежно-морских образований. В то же время показана вероятная вулканогенно-осадочная природа базальных грубообломочных отложений карнийского яруса Булкурской антиклинали [Граханов и др., 2010]. В связи с этим представляется актуальным детальное петрографическое изучение аналогичных пород из различных участков локализации карнийского продуктивного горизонта с целью: подтверждения эксплозивно-обломочного генезиса пород и установления их местной специфики, включая степень перемыва и перераспределения материала; установления пространственного распределения вулканокластических фаций, объемов и состава обломочного материала, что позволит более точно локализовать ареалы материнского базит-ультрабазитового и, возможно, кимберлитового вулканизма.

Авторы весьма признательны за ценные научные консультации и обсуждение полученных результатов О.В. Петрову, Т.В. Чепкасовой, В.Л. Масайтису, С.А. Граханову, Ю.К. Голубеву, Б.А. Марковскому, Л.И. Лукьяновой, Н.А. Артамоновой, Г.М. Беляеву, Э.А. Ланда, М.С. Машаку, В.Ф. Руденко, М.П. Орловой.

Работа подготовлена при поддержке ОАО «МАГЭ» и департамента по недропользованию на континентальном шельфе и Мировом океане (Государственный контракт № 08/03/12-22 от 21.03.2006 г.).

ЛИТЕРАТУРА

Белов В.С., Лапин А.В., Толстов А.В., Фролов А.А. Минерагения платформенного магматизма (трапсы, карбонатиты, кимберлиты). Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2008, 537 с.

Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов / Г.С. Гусев, Ю.К. Кудрявцев, А.В. Гуцин, Т.Н. Сурин, С.М. Бескин, А.И. Донец, А.Н. Ермолаев, А.Г. Жабин, Н.М. Куриленко, Т.Д. Онтоева, Е.И. Филатов, Е.П. Ширай. М., ИМГРЭ, 1999, 540 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-50-52 — Быковский. Объяснительная записка / А.Ю. Егоров, Е.П. Сурмилова, Р.О. Галабала. СПб., Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001, 189 с.

Граханов С.А., Коптиль В.И. Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (11), с. 1191—1201.

Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А., Кычкин В.Р., Сулейманов А.М. Россыпи алмазов России. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2007, 457 с.

Граханов С.А., Зарукин А.О., Ядренкин А.В. Открытие верхнетриасовых россыпей алмазов в акватории Оленекского залива // Отечественная геология, 2009, № 1, с. 53—61.

Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К. Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса — источники алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология, 2010, № 5, с. 3—12.

Епифанов В.А., Родин Р.С. Геологические предпосылки альтернативного механизма алмазообразования на Сибирской платформе // Рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1991, с. 119—128.

Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов. М., Недра, 2000, 538 с.

Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений, М., Недра, 1983, 196 с.

Малеев Е.Ф. Вулканиды: справочник. М., Недра, 1980, 189 с.

Марковский Б.А., Ротман В.К. Особенности вулканизма и гидротермальной деятельности ранних стадий развития островных дуг // Вулканология и сейсмогеология, 1988, № 5, с. 35—41.

Махоткин И.Л. Значение вулканических процессов для понимания происхождения и строения кимберлитовых трубок — на примере трубки Юбилейная // Смирновский сборник, 2008, с. 61—92.

Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В., Зинчук Н.Н., Белов С.В., Бурмистров А.А. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз). М., НИА Природа, 2005, 540 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб., Наука, 2000, 480 с.

Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta, 1978, v. 42, p. 1199—1212.

Gernon T.M., Field M., Sparks R.S. Depositional processes in a kimberlite crater: the Upper Cretaceous Orapa South pipe (Botswana) // Sedimentology, 2009, v. 56, № 3, p. 623—643.

Lefebvre N., Kuzlauskas S. Contrasting eruption styles of the 147 Kimberlite, Fort à la Corne, Saskatchewan, Canada // J. Volcan. Geother. Res., 2008, v. 174, № 1—3, p. 171—185.

Mitchell R.H. Kimberlites, orangeites, lamproites, melilitites and minettes: a petrographic atlas. Thunder Bay, Almaz Press Inc., 1997, 249 p.

Pittari A., Cas R.A.F., Lefebvre N., Robey J., Kurszlaukis S., Webb K. Eruption processes and facies architecture of the Orion Central kimberlite volcanic complex, Fort à la Corne, Saskatchewan: kimberlite mass flow deposits in a sedimentary basin // J. Volcan. Geother. Res., 2008, v. 174, № 1—3, p. 152—170.

Sobolev N.V., Lavrentyev Yu.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. Chrome-rich garnets from kimberlites of Yakutia and their parageneses // Contrib. Miner. Petrol., 1973, v. 40, p. 39—52.

Wohletz K.H. Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies // J. Volcan. Geother. Res., 1983, v. 17, № 1, p. 31—63.

*Рекомендована к печати 15 сентября 2011 г.
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию
22 декабря 2010 г.*