

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

УДК 552.31.553.078

DOI 10.21440/2307-2091-2017-3-7-16

МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ СТРУКТУР УРАЛЬСКОГО СЕВЕРА

В. А. Душин

Magmatism and metallogeny of the transverse structures of the North Urals

V. A. Dushin

The article contains summarized results of the study of Late Paleozoic-Mesozoic magmatic complexes of the North Urals; there are three age levels of the plume-type intraplate magmatism: Permian-Triassic alkaline-acid (Torasovevsky, Levdievsky, Pon'insky complexes), Triassic-Jurassic trappean (Musyursky, Yatyinsky complexes), and Jurassic-Cretaceous alkaline-basite (Yalyayakhinsky, Marunsky, and Osoveysky complexes). The author shows their confinement to transverse disjunctive structures discordant to the general submeridional structure of the folded system. For the first time the author provides results of studying the isotope age of magmatites and describes their geochemical and metallogenic specializations. Thus, the Late Permian-Early Triassic stage is characterized by the manifestation of alkaline-acidic magmatism and associated mineralization of rare metal-albitite (Ta-Nb-Th-U) with gold and platinumoids (Taykeusky, Longotsky deposits), quartz-fluorite and carbonate-fluorite (Amderminsky deposit), and gold-copper-molybdenum-porphyr (Levdievsky manifestation) formations. The ore objects of the Triassic-Jurassic stage due to the magmatism of trappean type are represented by small objects of gold-porphyr (Petropavlovsky deposit) formation, as well as by deposits of crystal, Iceland spar (Khasavarka, Pelin-gichey deposit) and agates (Harbeysky-Yagodny manifestation). The productivity of alkaline-basite-ultrabasite magmatism formations, attributed to manifestations of mantle and crust-mantle types, is of interest primarily for their probable diamond content (Nemzyakhinsky complex). In addition, alkaline-basite magmatism is promising for the manifestations of mercury, tungsten-mercury (Malotal'beysky, Sfinks manifestations), gold-quartz-sulfide with platinumoids (Penzenogaykhinsky manifestation and others) and quartz-antimonite (Verkhnekhanmeysky, Slavkino ore manifestations) formations. The author makes a conclusion on the connection between the magmatism of the Urals and the processes that occurred in the foundation of the West Siberian plate.

Keywords: North Urals; tectonic structures; magmatic complexes; monzonites; dolerites; lamproites; rare metals; isotopic age.

Обобщены результаты изучения позднепалеозойско-мезозойских магматических комплексов Уральского Севера, выявлены три возрастных уровня проявления внутриплитного магматизма плюмового типа: пермско-триасовый щелочно-кислый (торасовейский, левдиевский, понинский комплексы), триас-юрский трапповый (мусюрский, ятинский комплексы), юрско-меловой щелочно-базитовый (яляяхинский, марунский, осовейский комплексы). Показана их приуроченность к поперечным дизъюнктивным структурам, дискордантным к общему субмеридиональному плану складчатой системы. Впервые приведены результаты изучения изотопного возраста магматитов и дана их геохимическая и металлогеническая специализации. Так, позднепермско-раннетриасовый этап характеризуется проявлением щелочно-кислого магматизма и связанного с ним оруденения редкометально-альбититовой (Ta-Nb-Th-U) с золотом и платиноидами (месторождения Тайкеуское, Лонготское), кварц-флюоритовой и карбонат-флюоритовой (месторождение Амдерминское), золото-медно-молибден-порфировой (проявление Левдиевское) формаций. Рудные объекты триас-юрского этапа в связи с магматизмом траппового типа представлены небольшими объектами золото-порфировой (месторождение Петропавловское) формации, а также месторождениями хрусталя, исландского шпата (месторождения Хасаварка, Пелингичей) и агатов (проявление Харбейское-Ягодное). Продуктивность щелочно-базит-ультрабазитового магматизма, относимого к проявлениям мантийного и корово-мантийного типов, интересна прежде всего его вероятной алмазонасностью (немзяяхинский комплекс). Кроме того, щелочно-базитовый магматизм перспективен на проявления ртутной, вольфра-молво-ртутной (проявления Малотальбейское, Сфинкс), золото-кварц-сульфидной с платиноидами (проявления Пензенгояхинское и др.) и кварц-антимонитовой (рудопоявления Верхнеханмейское, Славкино) формаций. Сделан вывод о связи магматизма Урала с процессами, протекавшими в фундаменте Западно-Сибирской плиты.

Ключевые слова: Уральский Север; тектонические структуры; магматические комплексы; монзониты; долериты; лампроиты; редкие металлы; изотопный возраст.

Уральская покровно-складчатая система характеризуется отчетливо выраженной меридиональной зональностью, которая традиционно определяется строением крупнейших элементов (Западно-Уральская, Центрально-Уральская и Восточно-Уральская мегазоны) в ее строении, которые принято отождествлять с Палеоконтинентальным (первые две) и Палеоокеаническим (Палеоостроводужным) секторами.

Первый сложен аккретивными конструктивно-деструктивными комплексами доуралитид и рифтогенно-склоновыми формациями палеозоя, в основании которых установлены гетерогенные блоки древней архей-палеопротерозойской (с модельными Sm-Nd и U-Pb возрастными 1,4–2,9 млрд лет) предположительно континентальной коры. Второй известен в литературе под названием Щучинско-Войкарского и Северо-Тагильского блоков и включает в себя наряду с допалеозойскими комплексами меланократового основания (Малыкский, Дзеляюкский сегменты) океанически-островодужно-коллизийные террейны раннего среднего палеозоя [1, 2].

Начиная с сороковых годов XX в. в трудах многих крупных геологов (В. П. Горский, Ю. Е. Молдавцев, В. А. Дедеев, И. С. Огарин, С. Н. Волков, Н. П. Херасков, А. С. Перфильев, Ю. В. Чудинов и др.) обращалось серьезное внимание на наличие поперечной тектонической зональности в строении региона, особенно ярко проявившейся на Уральском Севере [2–9]. По мнению исследователей, эта зональность была связана с «влиянием северо-западных и субширотных структур эпибайкальского фундамента, сохранившего некоторую подвижность на протяжении палеозоя-мезозоя и кайнозоя» [5], формируя общую структуру «клавишного» типа [2, 10].

Наличие поперечной зональности отчетливо проявляется в геофизических полях, что отражено на специализированных уральских картах масштаба 1:1 000 000: («Глубинное строение земной коры Урала» – Н. Г. Берлянд, «Морфоструктурная карта Урала» – Н. Г. Чижова и «Металлогеническая карта Урала» – А. М. Марейчев и др.). В различных продольных зонах Урала поперечные структуры выражены по-разному, но практически везде их ограничения обусловлены проявлением тектонических нарушений глубинного характера, сопровождаемых сменой формаций и складчатых структур докембрия и палеозоя в пределах сопряга-

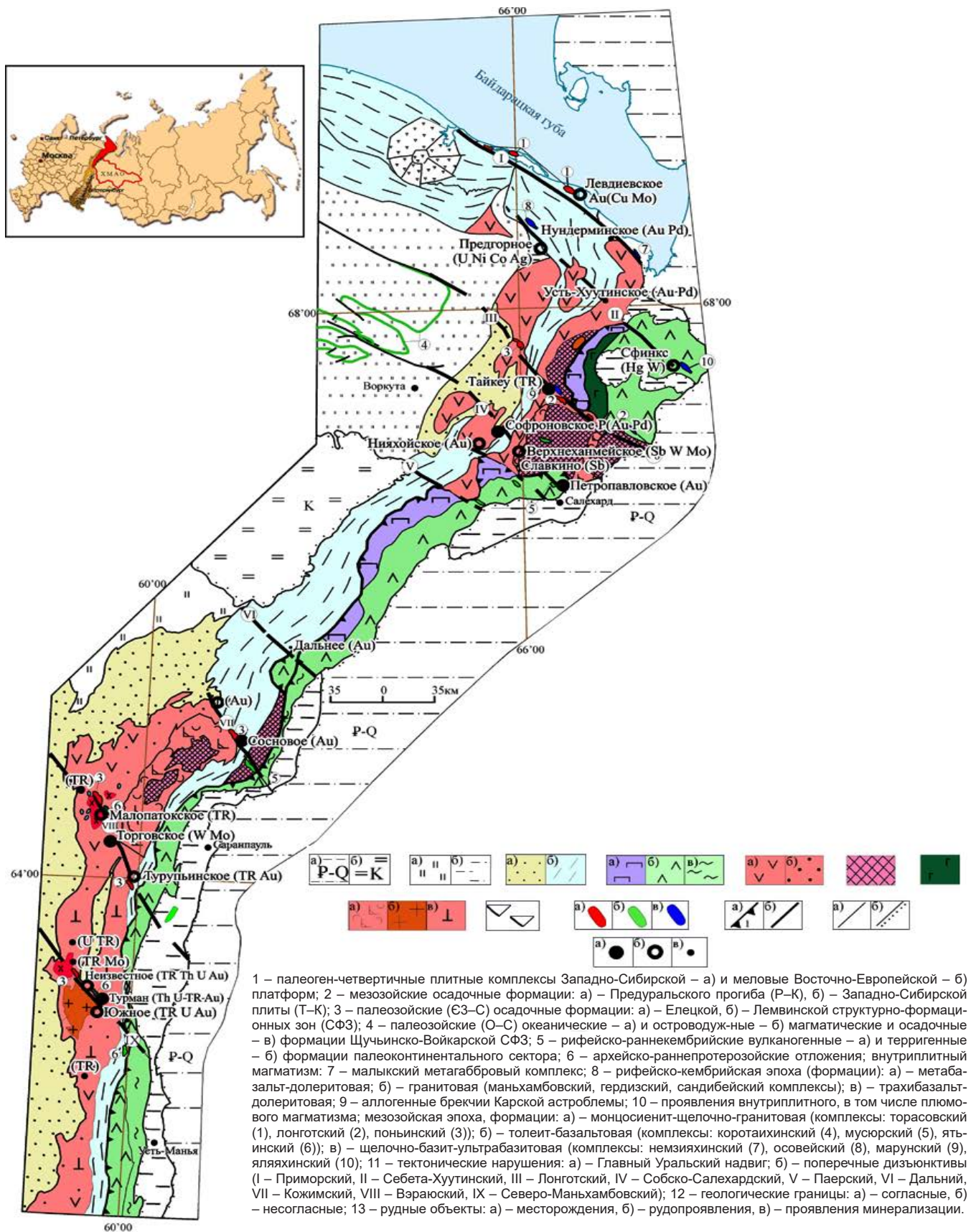


Рисунок 1. Структурно-формационная схема Уральского Севера с элементами металлогении.

ющихся блоков [5, 6, 9]. В связи с этим современный тектонический облик Уральского Севера во многом определялся развитием мезозойской блоковой тектоники, наложенной на палеозойские и более древние геологические структуры. Тектоническая акти-

визация региона явилась следствием раннесреднемеозойских процессов, протекавших в пределах Западно-Сибирской плиты, имевших, по видимому, плюмовую природу (Сибирский суперплюм) и реализованных в интенсивной, в том числе блоковой,

перестройке земной коры в области сочленения Урала и Западно-Сибирской платформы [2, 3, 10].

Наиболее крупными поперечными разломами, фиксируемыми на рассматриваемой территории, являются системы Приморских (I), Себета-Хуутинских (II), Лонготских (III), Собско-Салехардских (IV), Паерских (V), Дальних (VI), Кожимских (VII), Вэраюских (VIII) и Северо-Маньхэмбовских дизъюнктивов северо-западного (310° – 320°) простирания [1, 7, 11], трассируемых, как показали наши исследования, магматизмом мезозоя (рис. 1). Данные структуры отчетливо выражены гидросетью, прекрасно дешифрируются и отражаются локальными аномалиями магнитного и гравитационного полей. Это, как правило, значительные по мощности (от первых до сотен метров и даже километров) зоны дробления, брекчирования и расланцевания с зеркалами скольжения и обилием кварц-карбонатных, кварц-сульфидных и монокварцевых жил (мощностью до 2 м). Для них характерны сбросо-сдвиговые и сбросовые деформации и отмечается связь с неотектоническими дислокациями. Примером последних могут служить грабенные системы оз. Большое Щучье и Малое Щучье, смещение по которым колеблется от 700 до 900 м (глубина оз. Щучье 136 м).

Если вопросы тектонического строения мезозойского этапа на Урале отражены во многих работах, то проблема индикаторного магматизма поперечных дизъюнктивных структур практически обойдена вниманием ученых. Дальнейшему изучению этой проблемы в связи с проявлением магматизма и специфической минерализации и посвящена данная работа.

В настоящее время в пределах Уральского Севера устанавливаются три специфических уровня проявления мезозойского магматизма, трассируемого крупнейшими северо-западными дизъюнктивами и коррелируемого с эпохами активности Сибирского суперплюма: пермо-триасовый щелочно-кислый, триасовый траппоидный и триас-юрско-меловой щелочно-базит-ультрабазитовый [2, 7].

Первый представлен группой комплексов монцосиенит-щелочно-гранитового формационного типа (торасовейский, левдиевский, поньинский комплексы), проявленных в системах Приморских, Лонготских, Кожимских, Вэраюских и Северо-Маньхэмбовских дизъюнктивов, где слагают малые тела изометричной и линейной морфологии. Самый северный торасовейский сиенит-монцодиоритовый комплекс выделен О. П. Ушаковым (1961) и изучался геологами О. П. Ушаковым, 1961, М. В. Фишманом, Н. П. Юшкиным, Г. Я. Пономаревым, В. А. Душиным, М. А. Шишкиным [2, 12, 13]. Он имеет незначительное распространение только на побережье залива Торасовой, образуя два массива: Торасовейский и Левдиевский, приуроченные к зоне Приморского (Байдарацкого) глубинного разлома северо-западного простирания (рис. 1). Развалы и выходы пород Торасовейского массива имеют в плане изометричные формы размером 350×300 м и 240×250 м. Установлен непосредственный контакт с пермскими песчаниками и алевролитами, которые в зоне контакта мощностью 2 м ороговикованы [12, 13]. Выходы интрузий попадают в контуры положительных магнитной и гравиметрической аномалий. Поверхность массива по данным бурения вскрыта на глубине 130–200 м.

По составу массив довольно однороден и состоит в основном из кварцевых монцодиоритов и в подчиненном количестве из кварцевых диоритов, монцитонитов.

Левдиевский массив исследовался Г. Я. Пономаревым [12] при бурении комплексной геофизической аномалии. Погребенная поверхность массива залегает на глубине 70–150 м. Скважинами массив прослежен на 8–10 км от побережья в глубь континента и на 12–14 км вдоль, имеет исходя из контура магнитной аномалии полукруглую форму. Состав массива разнообразен: преобладают кварцевые монцодиориты биотит-роговообман-

ковые, меньшее развитие имеют сиениты, кварцевые сиениты и субщелочные граниты. Жильные образования представлены щелочно-полевошпатовыми сиенит-аплитами, кварцевыми сиенит-порфирами и субщелочными двуполевошпатовыми гранит-порфирами, керсантами. Контакты между слагающими массив породами, за исключением жильных, нечеткие, постепенные [12]. Наиболее распространенные породы – кварцевые монцодиориты – характеризуются плотным сложением, порфировидной и мелкозернистой структурами. В порфировых выделениях андезин An_{33-35} , общее его количество, включая основную массу, составляет 60–65 %; содержание кварца от 8 до 12 %; калиевого полевого шпата 5–17 %; амфибола около 3–5 %, а биотита до 10 %. Из аксессуарных минералов широко развиты магнетит, апатит, флюорит, титанит, циркон, пирит, арсенопирит, шеелит, реже хромпикотит, молибденит, золото [7, 13]. В петрохимическом отношении магматиты характеризуются повышенными содержаниями щелочей, железа, а вариации кремнезема составляют 56–72 %, отвечая в целом известково-щелочной серии пород (табл. 1). Редко встречаемые граниты принадлежат калиевым субщелочным лейкогранитовым разновидностям.

Торасовейские «гранитоиды», судя по дискриминационной диаграмме в координатах Nb–Y (рис. 2, е), отвечают внутриплитным составам и формировались при значительной мощности коры (рис. 2, д).

Поведение лантаноидов (рис. 3) характеризуется весьма заметным преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми при общем повышенном их содержании ($\Sigma TR - 303,8$ г/т).

Геохимический спектр пород обусловлен надкларковыми концентрациями Sb, Bi, Mo, U, As, Sn, Th, Cu и редких металлов (табл. 2). Металлогеническая специализация комплекса определяется проявлением золото-(медно-молибден)-порфирового оруденения. Золото размером до 0,05 мм (чешуйки, октаэдр, пробность низкая – 716) выявлено в березитизированных монцодиоритах среди молибденит-халькопиритовой минерализации (Левдиевский массив).

Возраст комплекса устанавливается, с одной стороны, на основании прорыва монцодиоритами раннепермских песчаников, а с другой – данными определения абсолютного возраста.

Так, для Левдиевского массива K–Ar методом по породе в целом, биотиту и калиевому полевоому шпату определения лежат в пределах 228 ± 8 – 277 ± 10 млн лет (13 проб), при этом 9 определений дают значения 228–257 млн лет, что, вероятнее всего, и соответствует возрасту массива. Для Торасовейского массива K–Ar методом были даны определения в 239 ± 34 – 244 ± 5 млн лет [12]. М. А. Шишкиным получены изотопные значения возраста по циркону (U–Pb SHRIMP II $241,8 \pm 3,5$ млн лет, что отвечает низам среднего триаса).

Лонготюганский комплекс объединяет малые тела, сложенные микроклин-пертитовыми гранитами, аляскитами, лейкогранитами, граносиенитами, интрузирующими рифейско-вендские образования Харбейского и Порцелорского блоков (рис. 1). Массивы локализованы, главным образом, в крупных тектонических структурах северо-западного направления, таких как Лонготюганская и Яршор-Лаптаганская, а также в узлах их сопряжения и пересечения, иногда совместно с телами полярно-уральского комплекса. Они, как правило, дискордантны к общей складчатости вмещающих пород, создавая иногда систему, напоминающую штокверк. Нередко дайки прорывают и сопрягаются с допалеозойскими магматитами евюганского и саятаяхинского комплексов, создавая сложные полиформационные интрузивные системы. Массивы представлены мелкими штоками 10×15 м, преимущественно дайками (1–5 м \times 700–800 м) и сериями сближенных малых уплощенно-линзовидных тел протяженностью в десятки и первые сотни метров при мощности от долей метра до 10–15 м. К наиболее крупным

Таблица 1. Средние химические составы пород (масс. %) магматических комплексов Уральского Севера.

Оксид	1**	2*	3*	4	5*	6*	7*	8	9
SiO ₂	62,01	73,05	52,61	49,14	46,18	49,72	50,73	53,86	52,37
TiO ₂	0,52	0,11	2,66	1,24	3,92	2,23	1,19	2,11	1,15
Al ₂ O ₃	15,71	14,43	13,06	14,62	12,63	14,58	12,83	12,42	15,61
Na ₂ O	3,31	4,42	3,63	1,94	2,62	2,37	3,83	0,32	3,15
K ₂ O	4,04	4,21	2,63	0,94	0,35	1,93	3,80	4,07	4,52
CaO	4,43	0,71	2,94	6,96	4,52	6,98	6,01	2,22	2,83
P ₂ O ₅	0,25	0,02	0,93	0,34	0,66	0,62	0,31	0,45	0,33
Fe ₂ O ₃	3,37	1,10	5,92	7,92	8,70	7,43	4,45	0,20	8,45
FeO	1,99	0,55	5,26	6,81	6,47	7,04	9,91	12,56	3,12
MnO	0,09	0,04	0,24	0,18	0,27	0,20	2,57	0,11	0,20
MgO	3,26	0,41	4,89	8,47	8,55	5,42	5,68	5,96	6,46
П.п.п.	0,29	0,69	1,71	2,74	3,57	2,36	2,89	4,90	1,69
Сумма	99,65	99,96	100,30	99,96	100,48	100,16	99,19	99,94	99,95
Количество проб	13	7	3	2	3	6	2	2	2

Примечания: комплексы: 1 – торасовейский (монцосиенит), 2 – лонготюганский (лейкограниты), 3 – поньинский (монцодиориты), 4 – мусюрский (долериты), 5 – ятынский (долериты), 6 – яляхинский (эссексит-долериты), 7 – марунский (лампрофир), 8 – осовейский (брекчия трахитов), 9 – немзиянский (лампроит). Количественный химический анализ выполнен в лаборатории Уральского государственного горного университета, рентгено-спектральный флуоресцентный анализ – в ИГИГ УрО РАН (*) и ИГ Коми НЦ УрО РАН (**).

из них можно отнести интрузии в районе руч. Мелкорыбный и р. Лонготюган, имеющие жилообразную морфологию размером 0,4 × 2 км, 1,7 × 3 км.

Лейкограниты – средне-мелкозернистые розовато-серой окраски породы массивные; микроструктура гипидиоморфно-зернистая, гранитная, состав: плагиоклаз № 7–17 до 40 %, ортоклаз, микроклин до 40 %, кварц 30–35 %, биотит до 15 % иногда оточается мусковит.

Граниты часто интенсивно калишпатизированы, альбитизированы, эгиринизированы. Разновидности рудоносных апогранитоидных метасоматитов включают: микроклиниты, квалмииты и кварцевые альбититы. К зонам подобных метасоматических изменений приурочены максимальные концентрации редких элементов. Гранитоиды принадлежат к субщелочным породам (рис. 2, а) с несколько повышенной глиноземистостью (табл. 1). Аксессуарная минералогия представлена титанитом, цирконом, гранатом, пироксеном, торитом, молибденитом, магнетитом, гематитом, халькопиритом.

Распределение РЗЭ в породах отличает их от близких торасовейских составов несколько иной V-образной формой кривой при близком содержании легких и тяжелых лантаноидов и отчетливо выраженном европиевом минимуме (рис. 3). Общая сумма лантаноидов и иттрия составляет 127,2 г/т.

Геохимический спектр характеризуется повышенными содержаниями сурьмы, висмута, отчасти урана, тантала, олова. Граниты высокорadioактивные, редкометалльные, существенно ториеносные и отвечают коллизионным (рис. 2, е) отчасти внутриплитным составам, вероятно плюмовой природы. Соотношение Rb–Sr свидетельствует об образовании их в пределах континентальной коры мощностью около 30 км (рис. 2, д). Гранитоиды комплекса относятся к А-типу коровых внутриплитных, либо посторогенных составов. Металлогения весьма выразительна и разнообразна. С ними генетически связаны месторождения Nb, Ta, непромышленные концентрации Mo, W, В, U (Тайкеуское, Усть-Мраморное, Лонготюганское и рудопроявления Немурюганское, Крестовое и Каровое).

Возраст гранитоидов принимается позднепалеозойским, точнее, позднепермско-раннетриасовым? на основании радиологических датировок пород U–Pb методом (SHRIMP II, конкордия 266,8 ± 7,1 млн лет), а K–Ar метод по слюдам и КПШ датирует интервал 110–300 млн лет [7].

Поньинский монцогаббро-монцонитовый гипабиссальный

комплекс предложен для группы небольших штоков, линзообразных тел и даек монцодолеритов, монцогаббро, монцонитов, монцосиенитов и редко сиенитов, закартированных в междуречье рек Щугор–Понья–Пеленья–Подчерем, а также установленных по результатам тематических исследований и выявленных в верховьях р. Туяхланья, в районе р. Вэраю и Кожимью. Размеры тел колеблются в пределах от 0,7 до 5–10 м по мощности и от десятков метров до 2 км по простиранию. Они приурочены в основном к эндо- и экзоконтактам Ильязского [16] и Малопа-токского массивов, где установлены в виде даек в осевой части интрузий и показаны Э. Г. Негурицей в северной части Тильтий-мьинской антиклинали. Характерна локализация пород в оперяющих структурах Северо-Маньхэмбовского, Вэраюского и Кожимского поперечных разломов (рис. 1).

Петрофонд представлен преимущественно субщелочными породами (табл. 1), от монцогаббро и монцосиенитов (K₂O + Na₂O = 5,3–6,7 %) до субщелочных гранитов.

Монцогаббро и монцодолериты – скрытокристаллические породы черного цвета с раковистым изломом; микроструктура гипидиоморфнозернистая до монцонитовой; состав: плагиоклаз № 25–40 до 62 %, биотит до 18 %, ортоклаз, роговая обманка, в том числе отмечается арфведсонит. Характерны высокая титанистость для основных пород, пониженная глиноземистость и переменные содержания магнезии. Из аксессуарных минералов установлены апатит, магнетит, ильменит, муассонит, ортит, титанит, рутил, циркон, пироксенол.

В распределении лантаноидов отчетливо установлено уменьшение тяжелых элементов относительно легких (La/Yb = 5,2–8,4) при высоком содержании РЗЭ (353,0 г/т). Европиевый минимум либо не отмечается, либо проявлен очень слабо (Eu/Eu* = 0,8–1,0).

Геохимически монцониты и монцодиориты характеризуются повышенными концентрациями Be, Y, Cr, As; рудная специализация проявлена для Ag, Bi (табл. 2). Кислые разновидности выделяются богатым спектром микроэлементов, выраженным в рудных содержаниях Ag, Te, Bi, высоких кларков концентрации Cr, Ni, повышенных Li, Be, Sc, Ti, V, Co, Cu, Zn, Sb, Cs. Породы обеднены Sr, Mo, Ta, Th. Исходя из геологической и петрогеохимической информации (рис. 2, в, з) геодинамическую обстановку (рис. 2, в, з) формирования пород комплекса можно определить как внутриплитную (рифтовую) при значительной (более 30 км) мощности коры (рис. 2, д).

Таблица 2. Средние содержания (г/т) элементов в магматических комплексах Уральского Севера.

Элемент	1**	2*	3*	4*	5*	6*	7*	8*	9*
	X _{ср}	X _{ср}	X _{ср}	X _{ср}	X _{ср}	X _{ср}	X _{ср}	X _{ср}	X _{ср}
Li	H.o.	0,67	45,65	1,01	24,00	11,31	H.o.	H.o.	H.o.
Be	1,24	2,65	2,87	0,85	1,12	1,70	3,89	4,03	4,62
Sc	H.o.	5,92	32,42	35,32	53,46	28,30	27,98	38,93	28,54
Ti	H.o.	458,26	17778,72	5873,50	16207,67	9910,45	9010	20053,00	7469,76
V	123,50	4,40	199,50	305,72	393,44	319,14	288,21	200,50	251,25
Cr	58,90	18,79	45,66	153,79	79,75	77,24	184,14	33,42	802,09
Mn	H.o.	283,21	2157,17	1324,75	1722,08	1360,43	4788,1	1485,30	1406,95
Co	H.o.	1,43	21,79	33,81	48,71	37,88	47,71	33,69	44,07
Ni	H.o.	7,09	30,76	58,52	78,49	40,06	93,12	18,19	189,85
Cu	H.o.	28,15	35,70	58,32	185,58	47,35	10,83	15,81	57,87
Zn	191,50	12,69	154,84	74,91	170,74	121,37	137,75	217,66	146,63
As	9,07	0,95	193,47	0,20	6,40	1,30	H.o.	H.o.	H.o.
Rb	108,00	219,48	136,08	13,43	4,69	59,52	229,62	72,49	65,92
Sr	897,50	44,45	151,44	415,02	209,16	509,43	54,98	233,82	4156,6
Y	26,45	35,43	122,73	23,56	44,27	44,97	58,73	102,74	51,96
Zr	H.o.	94,55	68,33	78,58	124,01	197,31	129,2	532,72	378,61
Nb	9,49	18,96	30,33	4,00	12,21	16,14	15,44	90,54	11,05
Mo	3,51	0,96	1,54	2,60	0,55	1,87	0,27	0,35	0,84
Ag	H.o.	H.o.	0,51	0,01	0,77	0,20	H.o.	H.o.	H.o.
Pd	H.o.	H.o.	H.o.	0,02	1,68	3,27	H.o.	H.o.	H.o.
Sn	1,92	3,33	5,22	1,37	1,68	1,94	H.o.	H.o.	H.o.
Sb	1,13	1,18	2,39	0,25	0,45	1,34	H.o.	H.o.	H.o.
Ba	1940,00	324,10	516,25	231,54	855,57	665,57	1883,59	1299,57	10648,5
La	58,25	16,33	45,14	10,00	27,83	34,87	32,11	63,17	229,34
Ce	119,00	34,40	79,48	22,57	64,84	82,02	65,58	145,13	490,87
Pr	13,90	3,97	11,05	3,12	9,00	10,88	8,63	20,03	59,75
Nd	53,85	14,72	45,62	14,28	40,14	47,16	36,75	88,66	231,77
Sm	10,27	3,24	10,61	3,60	9,61	10,23	7,82	19,73	35,46
Eu	2,31	0,47	3,31	1,07	2,59	2,64	2,13	5,24	8,98
Gd	7,55	3,63	10,48	3,71	9,88	9,49	8,15	18,96	22,32
Tb	0,96	0,69	1,55	0,69	1,45	1,36	1,33	2,90	2,57
Dy	4,88	4,74	9,93	4,30	9,09	7,91	8,87	17,56	10,48
Ho	0,95	1,11	1,98	0,95	1,85	1,60	2,07	3,79	1,82
Er	2,31	3,49	5,54	2,62	4,98	4,42	5,65	9,88	4,82
Tm	0,38	0,57	0,74	0,40	0,67	0,65	0,87	1,44	0,56
Yb	2,40	3,88	4,34	2,55	3,94	4,28	6,61	9,43	3,64
Lu	0,34	0,58	0,58	0,38	0,58	0,67	1,13	1,39	0,53
Hf	5,80	3,82	3,07	2,15	3,66	4,69	3,26	11,84	9,05
Ta	0,87	4,15	3,20	0,24	0,75	1,09	0,79	4,80	0,52
W	1,09	0,50	4,06	0,67	1,03	0,79	0,28	0,36	0,74
Os	H.o.	H.o.	H.o.	0,04	H.o.	0,03	H.o.	H.o.	H.o.
Ir	H.o.	H.o.	H.o.	0,04	0,01	0,05	H.o.	H.o.	H.o.
Pt	H.o.	H.o.	H.o.	0,07	0,02	0,11	H.o.	H.o.	H.o.
Au	H.o.	H.o.	H.o.	0,02	0,02	0,04	H.o.	H.o.	H.o.
Hg	H.o.	0,06	H.o.	0,10	H.o.	0,42	H.o.	H.o.	H.o.
Tl	H.o.	1,20	H.o.	0,10	0,02	0,35	0,53	0,36	1,45
Pb	H.o.	29,42	10,19	5,48	3,63	10,38	3,26	5,02	54,97
Bi	0,21	0,25	0,28	0,03	0,05	0,05	0,16	0,02	0,47
Th	25,45	16,57	3,51	1,05	3,84	3,87	5,54	5,25	46,79
U	16,95	5,97	1,93	0,34	0,55	1,69	1,35	1,57	38,21
Количество проб	3	7	3	2	3	6	1	2	2

Примечание: анализы ICP-MS выполнены в лабораториях ИГиГ УрО РАН (*) и ЦЛ ФГБУ ВСЕГЕИ (**); н. о. – элемент не определялся; номера 1–9 соответствуют комплексам табл. 1.

Металлогения обусловлена связью с малыми интрузиями проявлений редкометалльной формации, что хорошо согласуется с их геохимической специализацией.

Возраст комплекса принимается позднепермско-раннетриасовым на основании относительной «свежести» и дискордантности пород по отношению к вмещающим отложениям, интрузирующим раннепалеозойские гранитоиды, кроме того, Rb–Sr

изотопное датирование устанавливает возраст пород в районе $250,3 \pm 1,2$ Ма, а U–Pb данные по цирконам показали значения моложе 338,1 млн лет [2].

Второй этап, практически совпадающий по времени проявления с предыдущим, и вызван трапповым магматизмом в пределах фундамента Западно-Сибирской и Восточно-Европейской платформ. Он представлен дайками и малыми линейными телами

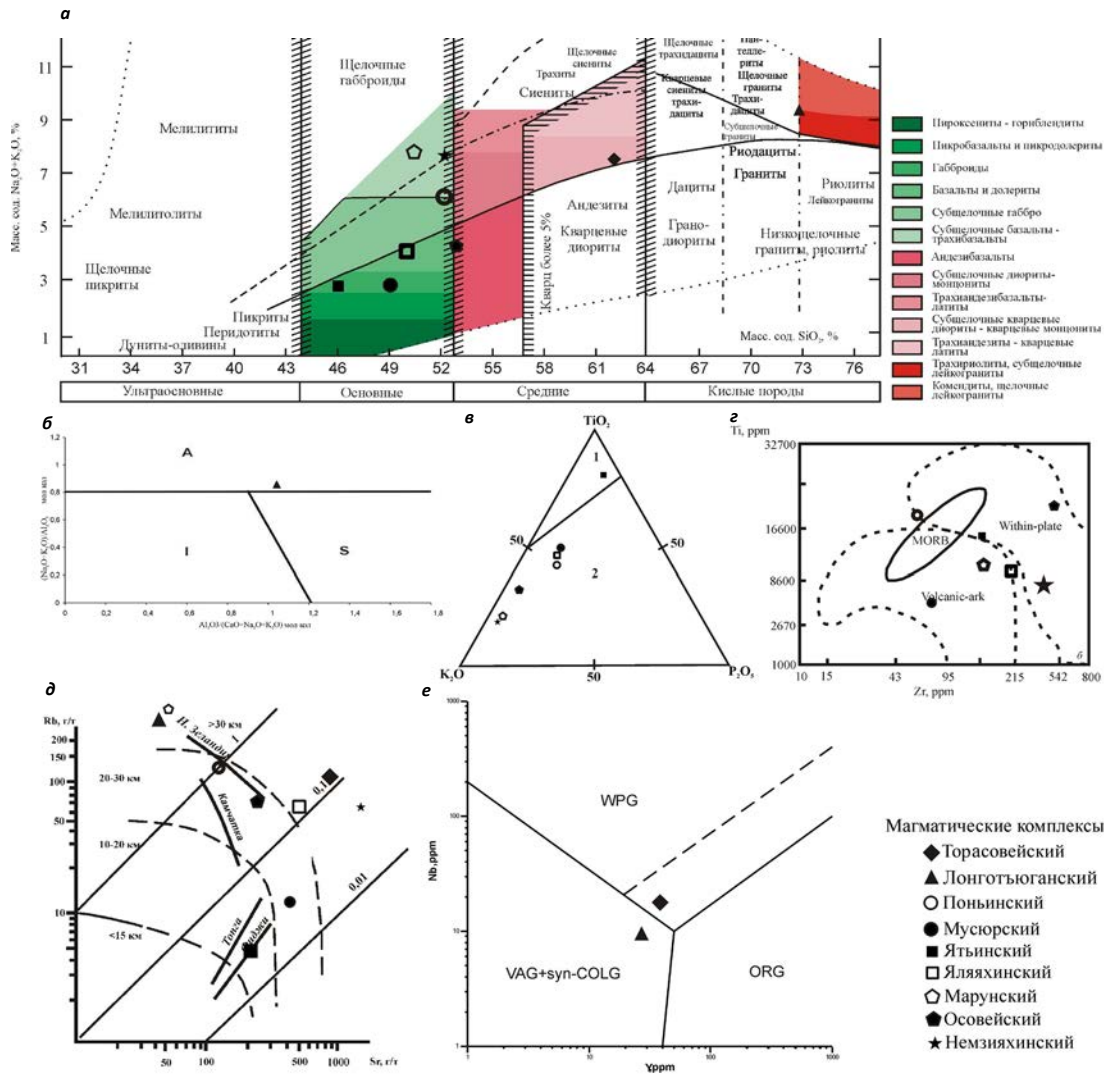


Рисунок 2. Классификационные (а, б) и дискриминационные (в–е) диаграммы пород мезозойских магматических комплексов: а – положение фигуративных точек пород комплексов на TAS; б – диаграмма для гранитоидов (I – продукты плавления магматических субстратов, S – продукты плавления метасадочных субстратов, А – продукты плавления нижнекоровых гранулитов или дифференциаты щелочно-базальтоидных магм); в – диаграмма Т. Х. Пирса для базальтоидов (1 – океанические базальты, 2 – континентальные базальты) [14]; г – диаграмма Ti–Zr для базальтов (модификация Дж. Пирса, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, Within-plate – внутриплитные базальты; Volcanic-ark – базальты вулканических дуг); д – соотношение Rb–Sr в магматических породах [15]; е – геодинамическая диаграмма Дж. Пирса для гранитоидов (ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, syn-COLG – коллизионные граниты, пунктир – граница ORG для аномальных рифтов).

долеритов (ятинский, мусюрский комплексы), трассирующих Лонготюганскую, Собско-Салехардскую, Пайерскую и, по-видимому, Северо-Маньхамбовскую, Кожимскую системы глубинных северо-западных нарушений и, вероятно, носит характер трансформного по отношению к осевому Обскому рифту [2, 7].

Мусюрский комплекс представлен дайками долеритов и габбродолеритов, а также их кварцсодержащими разновидностями. Локализован в Войкарской зоне, где простирается тел определяется приуроченностью к разрывным нарушениям северо-западной (Евтьюганский разлом), редко северо-восточной ориентировок. Мощность даек от 10 см до 30–50 м, но обычно не превышает 1–5 м, протяженность их, как правило, от десятков и сотен метров до первых километров. Контакты с вмещающими породами активные с зонами закалки и рассланцевания в эндоконтактной части, осложненные редкими апофизами и включениями ксенолитов. Зоны закалки имеют мощности от 1 до 5 см. Породы массивные, мелкозернистые, микроструктуры часто пойкилоофитовые и офитовые. Все долериты комплекса относятся к щелочно-известковой группе (табл. 1) и характеризуются сравнительно стабильными содержаниями K_2O (около 1 %) при

отношении $Na_2O/K_2O = 3–4,3$ (рис. 2, а). Акцессорные минералы представлены хромшпинелидом, гранатом, корундом, рутилом, апатитом, муассанитом, цирконом, магнетитом, пиритом.

Геохимическая характеристика пород приведена в табл. 2. Тренд распределения лантаноидов (рис. 3) отличается прямолинейным характером с незначительным дефицитом тяжелых РЗЭ ($La/Yb = 3,93$) и практическим отсутствием европиевого минимума. Подобными трендами обладают долериты, сформированные в обстановке внутриконтинентальных рифтовых зон. Они характеризуются надкларковыми значениями Be, Au, Mo, Bi, околокларковыми – Y, Pb и нижекларковыми Li, Co, Ni, Zr, Nb, Th, U. Сумма редких земель составляет 93,76 г/т. Геодинамические диаграммы свидетельствуют об образовании долеритов в континентальных условиях; отчасти они близки базальтоидам вулканических дуг (рис. 2, г), характеризуюсь при этом, судя по соотношению Rb–Sr (рис. 2, д), значительными глубинами (около 30 км) генерации магм.

Подобный тип образований соответствует трапповой формации и может быть сопоставлен с красноселькупским комплексом Западно-Сибирской плиты, либо с траппоидами коротаи-

хинского комплекса Предуральского прогиба [2, 7]. С породами мусюрского комплекса ассоциируют месторождения и рудопроявления золото-кварц-сульфидной формации Новогодненской площади. Так, на месторождении Петропавловское, где наряду с метасоматитами березит-лиственитовой формации проявлены раннемезозойские аргиллизиты с золото-теллуридной минерализацией, которая контролируется дайками долеритов, завершая формирование золотоносных образований этой группы.

Возраст пород комплекса определяется как позднепермско-триасовый на основании интродуирования средневерхнедевонских осадков (карьер Петропавловского месторождения) и данных изотопно-геохронологических исследований (U–Pb SHRIMP II) по цирконам, показавших возраст долеритов моложе 290 млн лет, что позволяет отождествлять формирование долеритов мусюрского комплекса со временем тектономагматической рифтогенной активизации платформенного этапа развития региона [2].

Ятынский долеритовый комплекс слагает серии субпараллельных меридионально вытянутых тел долеритов, габбродолеритов, пикродолеритов и небольших штоков того же состава, закартированных в районе тригопункта Ятя (649,8 м) и междуречья рек Няйсманья и Няйс. Петротипический шток «Ятя» (80 × 160 м) имеет в плане каплевидную форму. Его западный контакт с субвулканическими риолитами лаптопайской свиты и кислой пирокластикой саблегорской свиты (RF₃–V) резкий интрузивный под углом 55°–60° и с падением на восток, северный – также интрузивный, прорывающий базальт-риолитовый комплекс. Только по характеру флюиальности с элементами залегания аз. пад. 170°, ∠ 80° можно диагностировать его центриклинальное падение. Дайки, обнажающиеся в южной части штока «Ятя» и на высотах к югу, имеют мощность от 0,7 до 10 м. Они, как правило, субпараллельны с зонами закалки и милонитами, в междуречье пространстве интродуируют саблегорские отложения. Тела комплекса приурочены к наиболее ярко выраженному тектоническому шву субмеридионального (Ятынско-Ойканьерский) направления. Подобные образования установлены в истоках р. Талта и р. Вэраю, трассирующих северо-западные структуры (рис. 1).

Долериты – массивные скрытокристаллические породы черного цвета с офитовой и пойкилоофитовой микроструктурой; минеральный состав: основной – плагиоклаз 40 %, клинопироксен 45 %, оливин < 5 %, стекло < 5 %.

Минералогическим анализом выявлены следующие акцессорные минералы: титаномагнетит, ильменит, циркон, сфен, рутил, гематит, андалузит, анатаз, а также самородные – цинкистая медь, алюминий, медь и золото. Последние характерны для мезозойских магматитов и связанных с ними метасоматитов Полярного и Среднего Урала. По петрохимической классификации породы относятся к семейству основных (габбро) плутонических пород (SiO₂ = 45,5 %) нормальной щелочности (Na₂O + K₂O = 2,97 %), натриевого типа с высокими содержаниями титана и магнезии (табл. 1, рис. 2, а).

Распределение РЗЭ характеризуется отрицательным уклоном (рис. 3) с плавным уменьшением концентраций тяжелых лантаноидов относительно легких (La/Yb = 7,06) при достаточно высоком содержании последних. Европейская аномалия невыразительна. Сумма РЗЭ составляет 230,7 г/т.

Для геохимического спектра базитов ятынского комплекса характерны высокие содержания лития, бериллия, скандия, серебра, висмута, РЗЭ, платиноидов (табл. 2) Возможная металлогеническая специализация комплекса на благородные и редкие металлы подтверждается геохимическими и минералогическими исследованиями.

На дискриминационных диаграммах долериты комплекса отвечают смежным областям океанических и островодужных

базальтов (рис. 2, в, г) при небольшой глубинности (15–20 км) очага магмагенерации (рис. 2, д).

Возраст пород комплекса позднепермско-триасовый устанавливается на основании относительной «свежести» и дискордантности пород к вмещающим рифейско-вендским отложениям и коррелируемости их с аналогичными раннепермскими долеритами плитного чехла, а кроме того данные изотопно-геохронологических исследований показали возраст долеритов моложе конкордантных значений в 270 ± 24 млн лет (SHRIMP II U–Pb по цирконам).

Третий этап, также обусловленный проявлением внутриплитных процессов, во многом перекликается по времени с предыдущим, окончательно формируя поперечную зональность, и связан большей частью с эруптивной деятельностью магматизма щелочно-базит-ультрабазитового состава (яляяхинский, марунский, осовойский, немзияхинский комплексы) в узлах пересечения и сопряжения тех же северо-западных структур с дизъюнктивными субмеридионального направлений.

Яляяхинский комплекс объединяет слабопересыщенные щелочами интрузивные породы основного состава, прорывающие дорифейские отложения в Харбейском блоке и средне- и позднепалеозойские отложения янганапэйской свиты, а также девонские магматические образования юнъягинского комплекса в Щучинском блоке (рис. 1).

В процессе проведения ГДП-200 установлены несколько выходов этих достаточно экзотических и очень свежих пород в истоках левого притока р. Парноеган, два тела в коренных выходах по р. Малый Сандибей и два выхода по ручью Костальбей и притокам р. Щучья. Во всех случаях это секущие дайки мощностью от 20 см до 1,5 м, имеющие северо-западное и северо-восточное генерализованное направления с активными закаленными контактами (вплоть до появления вулканического стекла) мощностью до 2 мм.

Протяженность даек достоверно не установлена в связи с закурумленностью водоразделов, но в некоторых случаях (р. Парноеган) она составляет не более 0,5 км. По-видимому, более мощные дайки, пересекающие, например, граниты Сандибейского массива (аз. пад. 20°, ∠ 60°), протягиваются более чем на километр, трассируя совместно с кварцевыми жилами зоны Лонготского и Себета-Хуутинского поперечных нарушений (рис. 1). Редкопорфировые эссексит-долериты обладают гиалопилитовой и офитовой микроструктурами; микрофенокристаллы (до 10 %) представлены авгитом и лабрадором (№ 54), а основная масса кроме авгита и плагиоклаза содержит до 40 % темно-бурого стекла [14]. Характерна лестничная отдельность и слабая дифференцированность от периферии к центру. Это черные афанитовые породы, иногда с очень тонкой сульфидной пленкой по трещинам, раковистым изломом, с характерным шелковистым блеском. Из акцессорных минералов установлены корунд, рутил, титанит апатит муассанит, циркон, титаномагнетит, магнетит, ильменит.

Породы яляяхинского комплекса принадлежат к основным породам умеренно-щелочного ряда калий-натриевой, реже калиевой серий и одновременно являются умеренно- и высокоглиноземистыми (a' = 0,76–1,0). Эссексит-долериты по составу близки к средним эссекситам по Р. Дели, с повышенной до 1–1,2 % долей TiO₂. Согласно коэффициентам Н. Л. Добрецова они отвечают континентальным толеитам, а в координатах (K₂O–TiO₂–P₂O₅) Т. Х. Пирса [15] их фигуративные точки попадают в поле континентальных образований (рис. 2, б–г). При этом мощность коры при их генерации, судя по соотношению Rb–Sr (рис. 2, д), составляла более 30 км.

Геохимические особенности эссексит-долеритов (табл. 2) проявляются в надкларковых содержаниях платиноидов, золота, ртути, висмута, бериллия, сурьмы, серебра и других элементов.

Тренды распределения лантаноидов (рис. 3) отличаются интенсивно взгорбленным характером кривой со значительным дефицитом тяжелых РЗЭ ($La/Yb = 8,15$) и небольшими европиевыми минимумами ($Eu/Eu^* = 0,21-0,28$). Для них характерен высокий уровень содержаний РЗЭ (263,1 г/т) что обычно для щелочных образований зон активизации платформ.

Возраст принят на основании геологических данных внедрения субщелочных долеритов после проявления метаморфических процессов, которые накладываются на вмещающие их породы, в том числе среднекаменноугольные, а также по полученным автором Sm–Nd возрастным датировкам, свидетельствующим о формировании их в интервале от 150 до 192 млн лет [2]. В связи с этим возраст комплекса определяется как поздне триасовый–раннеюрский, что свидетельствует о проявлении магматизма яляяхинского комплекса в платформенную стадию развития региона.

Марунский щелочно-базитовый (лампрофировый) комплекс выявлен нами в 1998 г. [6, 11] и объединяет калиевые базиты, прорывающие докембрийские и палеозойские вулканогенно-терригенные отложения в пределах Харбейского и Марункеуского блоков (рис. 2, а). Его структурная позиция определяется приуроченностью магматитов к жестким структурам AR–PR фундамента (Малыкско-Марункеуский щит) в пределах зон глубинных разломов северо-западного направления и оперяющих их трещин, (Лонготюганская система разломов). Здесь установлено несколько маломощных (0,2–1,5 м) тел субвертикального падения (аз. пад. $210^{\circ}-230^{\circ}$, $\angle 80^{\circ}-85^{\circ}$).

Породы имеют зеленовато-серую окраску, микроструктуры – порфиroidная, местами брекчиевидная (в краевой части) и скрытокристаллическая (в зоне закалки). В шлифах обычно наблюдаются угловатые порфиroidные выделения, представленные амфиболом и калиевым полевым шпатом. Интерстиции между зернами выполнены криптозернистым раскристаллизованным стеклом. Минеральный состав включает, %: полевой шпат – 30–60, амфибол – 20–30, биотит – 15–30, авгит – редкие знаки; кварц до 5, эпидот – 1, рудный минерал – 1. Акцессорные минералы: титанит, пирит, магнетит, хромшпинелиды, эпидот, апатит, карбонат меди, гранат (альмандин, реже пироп-альмандин), ильменит, рутил, циркон, муассанит (с включениями самородного Si), гематит, корунд, кианит, шпинель, ставролит. Кроме того, в лампрофировой брекчии обнаружены десятки мелких магнитных сферул, содержащих Fe, Cr и Ni, а также кремний (до 2 масс. %).

Лампрофир принадлежит к умеренно-щелочным основным разностям (поле умеренно-щелочных габброидов) и относится к умеренно-калиевому типу известково-щелочной серии. Отношение K_2O/Na_2O (2,5) и соотношение $CaO-SiO_2$ в брекчии характерны для средних лампроитов. Содержание SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , K_2O в породе соответствует минеттам, но в связи с вторичностью части биотита порода по своему минеральному составу ближе к вогезитам.

Геохимические особенности магматитов проявляются в аномально повышенных содержаниях Be, Rb, Bi, Th, U, Ba. Отношение Rb/Sr свидетельствует о формировании пород на континентальной коре мощностью более 30 км (рис. 2, д). Распределение редкоземельных элементов имеет плавное V-образное очертание (рис. 3) и характеризуется близостью в содержаниях тяжелых и легких лантаноидов с европиевым отношением около единицы (0,82–1,1 %). Сумма редких земель составляет 144–246 г/т, что близко к параметрам яляяхинского комплекса. В целом по содержанию микроэлементов и соотношению оксидов (рис. 2, а) породы соответствуют базитам калий-натриевой умеренно-щелочной серии континентальных областей растяжения, в том числе по концентрации U, Ce, Nd, Sm они аналогичны магматитам континентальных рифтов.

По своим петрографическим и петрохимическим параме-

трам породы относятся к группе роговообманковых лампрофиров (лампроитов?) и представляют собой продукт умеренно-щелочного магматизма, свойственного областям эпиплатформенного рифтогенеза, проявившегося на Урале в раннем мезозое. Радиологическое определение возраста K–Ar методом (по валовой пробе), проведенное А. А. Краснобаевым, дало значение в 210 ± 9 млн лет [2].

Немзяхинский лампроитовый комплекс предложен нами в 1998 г. для дайки лампроитов, прорывающей венд-кембрийские базальты в нижнем течении р. Немзяха [2, 10], последняя выполняет мелкую оперяющую структуру Приморского разлома северо-западного простирания. Петротип описан в обнажении в левом борту р. Немзяха, мощность тела 0,4 м. Наблюдается резкий контакт (аз. пад. 150° , $\angle 65^{\circ}$) с выраженной зоной закалки.

Порода серая с розоватым оттенком, массивная, мелкозернистая. Структура порфиroidная, микроструктура пойкилогипидиоморфнозернистая, обусловленная как наличием выделений диопсида, так и присутствием в крупных фенокристаллах калиевого полевого шпата (санидин, ортоклаз), включений идиоморфных зерен флогопита и хромсодержащего клинопироксена.

Породы принадлежат к основным умереннощелочным высококалиевым умеренноглиноземистым разностям (табл. 1). Петрохимические характеристики, в том числе по соотношениям SiO_2-MgO ; $CaO-MgO$, K_2O-MgO , соответствуют лампроитам. По содержанию РЗЭ (1154,8 г/т) и соотношению $La/Yb = 70$ лампроит немзяхинского комплекса близок к лампроитам рифтогенной активизации ($La/Yb = 77-181$) в отличие от южноуральских лампроитовидов, которые соответствуют коллизионному типу ($La/Yb = 19-41$). Отличием от классических лампроитов являются обедненность Zr, Rb, Hf, Nb, Ni и повышенные концентрации U (21 г/т), Tb, Lu, V. Изотопные характеристики пород немзяхинского комплекса имеют только отрицательные значения ϵNd : –17,8 при отношении $87 Sr/86 Sr = 0,704682$, отвечая тем самым компонентам обогащенной мантии EM1, который иногда рассматривается как первичный компонент мантийных плюмов [7]. Породы характеризуются надкларковыми концентрациями лантаноидов, свинца, урана и тория (табл. 2). На дискриминационных диаграммах (рис. 2, в, з) фигуративные точки пород попадают в поля внутриплитных образований. Из акцессорных минералов в породе установлены хромит, гранат (пироп), корунд, рутил, титанит, муассанит, циркон, апатит, пирит, магнетит, золото, самородная медь, сфалерит, шарики свинца, железа и никеля [2, 10].

Минералогическо-петрохимические параметры комплекса определяют их как орендиты – диопсид-санидин-флогопитовые лампроиты, сформировавшиеся в условиях внутриплитной мезозойской рифтогенной активизации. Несмотря на то что алмазы на сегодняшний день встречены только в оливиновых лампроитах, присутствие лампроитового магматизма на территории Полярного Урала может служить положительным критерием перспектив алмазоносности территории [2].

По геохронологическим данным возраст определяется как раннеюрский 195 ± 5 млн лет (K–Ar метод, ИГГ УрО РАН), 190 ± 25 млн лет (метод Sm–Nd, ЦАЛ ВСЕГЕИ) [11].

Осовейский комплекс щелочных базальтоидов-трахитов объединяет насыщенные и пересыщенные щелочами раннемезозойские ультракальциевые вулканокластиты, прорывающие палеозойские породы харапэшорской свиты, локализуясь в узле пересечения субмеридионального (Осовейский) и северо-западного (Себета-Хуутинский) нарушений (рис. 1). Петротип комплекса описан в обнажениях р. Харапэшор, где два экструзивных тела интродуцируют базальтовые покровы раннего-среднего палеозоя (харапэшорская свита). Породы представлены брекчиями калиевых трахитов. Экструзивные тела (трубки) имеют эллиптическую форму и размеры 150×200 м и 50×40 м.

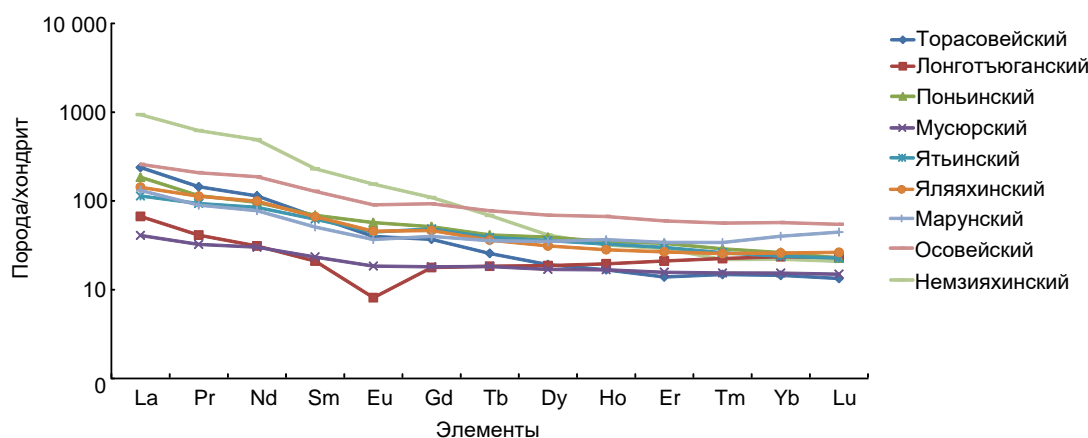


Рисунок 3. Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в магматических породах по комплексам.

Породы темно-серые с брекчиевой текстурой и порфировой структурой. Обломки и отдельные участки пород обладают трахитовой микроструктурой, цемент скрытокристаллический лавовый. Обломки и порфировые включения составляют до 70 % породы и представлены магматическими породами с трахитовой, невадитовой микроструктурами, ортоклазом, реже кварцем. Минеральный состав, %: ортоклаз и альбит – 20–50, вулканическое стекло большей частью девитрифицированное, хлоритизированное – 5–15, эпидейцит, редкие зерна амфибола и моноклинного пироксена, отмечается оливин. Вторичные минералы – биотит лучистого облика, хлорит, карбонат, эпидот, кварц. Из аксессуарных минералов преобладают ильменит и титанит, в меньшей степени распространены магнетит, гранат (андрадит), хромшпинелиды, муассанит, рутил, корунд, циркон, апатит, лейкоксен; эпигенетические – барит, галенит, пирит.

Экструзивные породы принадлежат к классу основных и отчасти средних, они умереннощелочные, калиевой серии (табл. 1). Брекчи как низко-, так и умеренноглиноземистые среднемагнезиальные. Очень низкая степень окисления железа указывает на глубинность их происхождения. По соотношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и Al породы близки к шонкиниту, лейцитовым тефритам и базанитам.

Геохимические особенности пород характеризуются повышенными содержаниями таких элементов, как бериллий, тантал, лантаноиды, висмут, цирконий, скандий (табл. 2) По концентрации литофильных и почти всех РЗЭ (510,0 г/т) брекчи близки к трахитам современных континентальных рифтов (Эфиопия), отличаясь повышенными концентрациями Sc, Co, Ba, U и пониженными Cr, Zr, Hf, La, Th. Соотношение Rb/Sr указывает на формирование пород на коре переходного типа мощностью 20–30 км (рис. 2, д). Изотопные характеристики брекчий, трахитов имеют отрицательные значения (–9,5–9,7) при отношениях $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 0715429, отвечая компонентам обогащенной мантии [2, 7, 10].

По своим петрографическим, минералогическим и петрохимическим особенностям брекчи являются преимущественно трахитовыми и принадлежат к формации щелочных базальтоидов, лейцитифированных и щелочных трахитов калиевого ряда, характерных для внутриплитной обстановки типа «горячих точек».

Изотопные датировки радиологического возраста (ЦАЛ ВСЕГЕИ) методом Sm–Nd показали значения 107 ± 71 млн лет, Rb–Sr – $81 \pm 38,5$ млн лет, $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ по циркону – 100 млн лет, что позволяет считать возраст осовейского комплекса с определенной долей условности раннемеловым [2].

Таким образом, в пределах горной части Уральского Севера широким развитием пользуется позднепалеозойско-мезозойский магматизм, реализованный в виде дайковых серий и малых интрузий сложной морфологии, включающий и штокообразные тела, трансирующие поперечные к Уралу глубинные разломы

северо-западного направления. Последние представляют собой зоны дезинтеграции, расланцевания, катаклаза, имеющие мощность от десятка метров до первых километров, ограничивающих крупные разновозрастные и геодинамически разнородные блоки как фундамента, так и палеозойского чехла. Эти структуры фиксируются в геофизических полях отчетливыми аномалиями ΔT и Δg . Их линейный характер обусловлен наиболее молодыми позднепалеозойско-мезозойскими дислокациями клавишного типа, вызванных коллизионно-рифтогенными внутри- и окраинноплитными событиями в пределах формировавшегося Евразийского суперконтинента. Большинство из поперечных структур трансировалось разновозрастными (пермь–мел) щелочно-кислым, толеитовым и щелочно-базит-ультрабазитовым магматизмом, по-видимому, плюмовой природы. Их формирование обусловлено непосредственным влиянием позднепалеозойско-мезозойского траппового магматизма (Сибирский суперплюм), определившим геодинамику и во многом металлогению рассматриваемого региона. Так, позднепермско-раннетриассовый этап характеризуется проявлением щелочно-кислого магматизма и связанного с ним оруденения редкометалльно-альбититовой (Ta–Nb–Th–U) с золотом и платиноидами (месторождения Тайкеуское, Лонготское), кварц-флюоритовой и карбонат-флюоритовой (месторождение Амдерминское), золото-медно-молибден-порфировой (проявление Левдиевское) формаций. Рудные объекты триас-юрского этапа в связи с магматизмом траппового типа (ятынский, мусюрский комплексы) представлены мелкими объектами золото-порфировой (месторождение Петропавловское) формации, а также месторождениями хрусталя, исландского шпата (месторождения Хасаварка, Пелингичей) и агатов (проявление Харбейское-Ягодное). Продуктивность щелочно-базит-ультрабазитового магматизма, относимого к проявлениям мантийного и корово-мантийного типов, интересна прежде всего его вероятной алмазоносностью (немзияхинский комплекс). Кроме того, магматизм данного этапа (яляхинский, марунский комплексы) продуктивен на проявления ртутной, вольфрамово-ртутной (проявления Малотальбейское, Сфинкс), золото-кварц-сульфидной с платиноидами (проявления Пензенгояхинское и др.) и кварц-антимонитовой (рудопроявления Верхнеханмейское, Славкино) формаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Душин В. А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора Севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
2. Душин В. А., Остроумов В. Р., Малюгин А. А. и др. Потенциальная алмазоносность Полярного Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014. 200 с.
3. Волков С. Н. О геотектоническом районировании восточного склона Полярного и Приполярного Урала // Материалы годичной сессии ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1959 г. Л., 1960. С. 14–22.
4. Грязнов О. Н., Душин В. А., Макаров А. Б. и др. Геологические формации

и история развития горной части Полярного Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61, вып. 4. С. 30–60.

5. Горский В. П., Молдаванцев Ю. Е. Принципы тектонического районирования Урала на основе блокового строения его фундамента // Тез. докл. совещ. по проблемам тектоники. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 47–58.

6. Дедеев В. А. Фации и геологическая история среднего палеозоя восточного склона Полярного Урала (Щучинский синклиорий) // Тр. Всесоюз. нефт. исслед. геологоразвед. ин-та. 1959. Вып. 131, геол. сб. 4. С. 5–15.

7. Душин В. А. Магматизм поперечных структур Уральского Севера // Горные ведомости. 2016. № 5-6. С. 86–101.

8. Огаринов И. С. Секущие Урал структуры и их роль в развитии Уральской геосинклинали // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. 215 с.

9. Херасков Н. П., Перфильев А. С. Основные черты тектоники Урала // Тез. докл. совещ. по проблемам тектоники. 1961. Т. 136, № 4. С. 176–184.

10. Душин В. А. Мезо-кайнозойский магматизм, геодинамика и проблемы коренной алмазности Приполярного Урала // Новые идеи в науках о Земле: материалы IV Междунар. конф. М., 1999. Т. 1. С. 176.

11. Беляков Л. Н., Дембовский Б. Я. Основные черты структурно-тектонического районирования Тимано-Уральской области // Докл. АН СССР. 1982. Т. 226, № 6. С. 1437–1440.

12. Пономарев Г. Я., Романова Н. В. Герцинский магматизм Байдарской зоны разломов // Докл. АН СССР. 1983. № 3. С. 876–881.

13. Фишман М. В., Юшкин Н. П. Проблемы металлогении Европейского Северо-Востока // Тр. Коми ФАН СССР. 1980. Вып. 57. С. 3–21.

14. Condie K. C. Archaean magmatism and crustal thickening // Geol. Soc. Am. Bull. 1973. Vol. 84, № 9. P. 2981–2992.

15. Pearce T. H., Gorman B. E., Birkett T. C. The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. Earth and Planetary Science Letters 24. 1975. P. 419–426.

16. Калиновский А. В. Редкометалльные комплексы Маньхембовского металлогенического района на Северном Урале: препринт. Сыктывкар: Коми НЦ АН СССР, 1990. 23 с.

REFERENCES

1. Dushin V. A. 1997, *Magmatizm i geodinamika paleokontinental'nogo sektora Severa Urala* [Magmatism and geodynamics of the paleocontinental sector of the North of the Urals], Moscow, 213 p.

2. Dushin V. A., Ostroumov V. R., Malyugin A. A. et al. 2014, *Potentsial'naya almazonosnost' Polyarnogo Urala* [Potential diamond content of the Polar Urals], Ekaterinburg, 200 p.

3. Volkov S. N. 1959, *O geotektonicheskom rayonirovanii vostochnogo sklona Polyarnogo i Pripolyarnogo Urala* [On geotectonic zoning of the eastern slope of the Polar and Subpolar Urals]. *Materialy godichnoy sessii uchenogo soveta VSEGEI po rezul'tatam rabot 1959 g.* [Materials of the annual session of the Scientific Council of All-Russian Scientific Research Geological Institute on the results of 1959 works], Leningrad, pp. 14–22.

4. Gryaznov O. N., Dushin V. A., Makarov A. B. et al. 1986, *Geologicheskie formatsii i istoriya razvitiya gornoj chasti Polyarnogo Urala* [Geological formations and the history of the development of the mountainous part of the Polar Urals]. *Byul. MOIP. Otd. geol.* [Bulletin of the Moscow Society of Naturalists. Geological Department], vol. 61, no. 4, pp. 30–60.

5. Gorskiy V. P., Moldavantsev Yu. E. 1962, *Printsipy tektonicheskogo*

rayonirovaniya Urala na osnove blokovogo stroeniya ego fundamenta [Principles of tectonic zoning of the Urals on the basis of the block structure of its foundation]. *Tezisy dokl. soveshch. po problemam tektoniki* [Abstract reports of the meeting on problems of tectonics], Moscow, pp. 47–58.

6. Dedeev V. A. 1959, *Fatsii i geologicheskaya istoriya srednego paleozoya vostochnogo sklona Polyarnogo Urala* (Shchuchinskiy sinklinoriy) [Facies and geological history of the Middle Paleozoic of the eastern slope of the Polar Urals (Shchuchin synclinorium)]. *Tr. Vsesoyuz. nef. issled. geologorazved. in-ta* [The Third All-Union Petroleum Research of the Geological Prospecting Institute], vol. 131, no. 4, pp. 5–15.

7. Dushin V. A. 2016, *Magmatizm poperechnykh struktur Ural'skogo Severa* [Magmatism of the transverse structures of the Ural North]. *Gornye vedomosti* [Mining records], no. 5-6, pp. 86–101.

8. Ogarinov I. S. 1968, *Sekushchie Ural struktury i ikh rol' v razvitiu Ural'skoy geosinklinali* [Secular Urals structures and their role in the development of the Ural geosyncline]. *Glubinnoe stroenie Urala* [Deep structure of the Urals], Moscow, 215 p.

9. Kheraskov N. P., Perfil'ev A. S. 1961, *Osnovnye cherty tektoniki Urala* [The main features of the tectonics of the Urals]. *Tez. dokl. soveshch. po problemam tektoniki* [Abstract report of the meeting on problems of tectonics.], vol. 136, no. 4, pp. 176–184.

10. Dushin V. A. 1999, *Mezo-kaynozoyevskiy magmatizm, geodinamika i problemy korennoy almazonosnosti Pripolyarnogo Urala* [Mesozoic-Cenozoic magmatism, geodynamics and problems of radical diamondiferousness of the Subpolar Urals]. *Novye idei v naukah o Zemle: materialy IV Mezhdunar. konf.* [New ideas in the Earth sciences: materials of the IV International Conference], Moscow, vol. 1, pp. 176.

11. Belyakov L. N., Dembovskiy B. Ya. 1982, *Osnovnye cherty strukturalno-tektonicheskogo rayonirovaniya Timano-Ural'skoy oblasti* [The main features of the structural-tectonic zoning of the Timan-Ural region]. *Doklady Akademii nauk SSSR* [Doklady Earth Sciences], vol. 226, no. 6, pp. 1437–1440.

12. Ponomarev G. Ya., Romanova N. V. 1983, *Gertsinskiy magmatizm Baydaratskoy zony razlomov* [Hercynian magmatism of the Baydaratsky fault zone]. *Doklady Akademii nauk SSSR* [Doklady Earth Sciences], no. 3, pp. 876–881.

13. Fishman M. V., Yushkin N. P. 1980, *Problemy metallogenii Evropeyskogo Severo-Vostoka* [Problems of metallogeny in the European North-East]. *Tr. Komi FAN SSSR* [Proceedings of the Komi FAN USSR], no. 57, pp. 3–21.

14. Condie K. C. 1973, Archaean magmatism and crustal thickening. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 84, no. 9, pp. 2981–2992.

15. Pearce T. H., Gorman B. E., Birkett T. C. 1975, The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, no. 24, pp. 419–426.

16. Kalinovskiy A. V. 1990, *Redkometall'nye komplekсы Man'khambovskogo metallogenicheskogo rayona na Severnom Urale* [Rare metal complexes of the Man'khambovsky metallogenic region in the Northern Urals], Syktyvkar, 23 p.

Владимир Александрович Душин

Vladimir.Dushin@m.ursmu.ru

Уральский государственный горный университет
Россия, Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30

Vladimir Aleksandrovich Dushin

Vladimir.Dushin@m.ursmu.ru

Ural State Mining University
Ekaterinburg, Russia