

## НИКЕЛЕНОСНЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

© 2012 г. Д. Н. Салихов\*, Г. И. Беликова\*, В. Н. Пучков\*. \*\*,  
Р. Эрнст\*\*\*, У. Седерлунд\*\*\*\*, С. Камо\*\*\*\*\*, И. Р. Рахимов\*, В.В. Холоднов\*\*\*\*\*

\*Институт геологии УфНЦ РАН  
450077, г. Уфа, ул. К.Маркса, 16/2  
E-mail: ig@ufaras.ru

\*\*Башкирский государственный университет  
450074, г. Уфа, ул. Заки Валиди, 32  
E-mail: puchkov@ufaras.ru

\*\*\*Ernst Geosciences and Dept. of Earth Sciences, Carleton University  
Ontario, Canada, K1S 5B6 and Ernst Geosciences, 43 Margrave Avenue, Ottawa, Canada  
E-mail: Richard.Ernst@ErnstGeosciences.com

\*\*\*\*Department of Earth and Ecosystem Sciences, Lund University  
Sölvegatan 12, SE 223, 62 Lund, Sweden  
E-mail: Ulf.Soderlund@geol.lu.se

\*\*\*\*\*Jack Satterly Geochronology Laboratory, Department of Geology, University of Toronto  
Toronto, Ontario, Canada, M5S 3B1  
E-mail: skamo@geology.utoronto.ca

\*\*\*\*\*Институт геологии и геохимии УрО РАН  
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7  
E-mail: holodnov@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 22.02.2012 г.

Наличие сульфидного медно-никелевого оруденения на Южном Урале привлекает внимание возможными перспективами выявления подобных руд в регионе. Сульфидные медно-никелевые руды не характерны для складчатых областей. Крупные их месторождения известны на платформах в связи с трапповым магматизмом (Норильский район). Контроль размещения сульфидных руд в рассматриваемом регионе ограничивается пределами интрузивных тел; соответственно важным поисковым критерием рудоносных залежей являются крупные размеры интрузивов. В работе рассмотрено внутреннее строение интрузивов, отражающее характер и степень их дифференциации. Лаконично изложены минеральные и химические составы габброидов. Приведены также данные изотопных анализов U/Pb возраста по бадделеитам и цирконам рудоносных интрузий  $324.78 \pm 0.46$  и  $328.90 \pm 0.78$ , соответственно.

Ключевые слова: магматизм, интрузив, минеральный состав, комплекс, габбро, геохимия, рудопроявление.

### ВВЕДЕНИЕ

Проявления сульфидно-медно-никелевого оруденения на Южном Урале известны в Западном крыле Магнитогорской мегаструктуры, главным образом, в пределах Худолазовской мульды (рис. 1). Здесь известно более 20 рудопроявлений [11], приуроченных к интрузивным залежам различного внутреннего строения, принадлежащих единому Худолазовскому комплексу [12]. С целью отражения основных геологических особенностей интрузивных тел и комплекса в целом, рассмотрены их вещественные составы, как критерий поисков сульфидного медно-никелевого оруденения на Южном Урале.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания основных петрогенных компонентов в породах определялись в Лаборатории изо-

топной геологии Института геологии УфНЦ РАН стандартными методами силикатного химического анализа.

Определения редких и рассеянных элементов выполнены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000 (Perkin Elmer Instruments) Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН. Частично редкие и редкоземельные элементы определялись нейтронно-активационным методом в Институте ядерной физики АН Узбекистана.

Данные возраста пород получены исследованием бадделеитов U/Pb ID-TIMS методом в Лундском Университете, Швеция, исполнители S. Kamo и U. Söderlund [17], цирконы анализировались U/Pb (CA-TIMS) методом в Университете Торонто, Канада, по методике J.M. Mattinson [15]. Аналитик S. Kamo. Принципиальные особенности метода изложены в [8].

### МОРФОЛОГИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ И ИХ ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ

Худолазовский комплекс образует пояс интрузивных тел диагонального простирания, пересекающих под углом  $15^\circ$  синклиналию структуру, сложенную в бортовых частях вулканотерригенными осадками улутауской свиты ( $D_{2gv}-D_{3f}$ ), перекрытыми терригенными отложениями и кремнями мукасовской свиты верхнего девона ( $D_{3f}$ ) и, наконец, в ядре структуры развиты флишевые осадки зилаирской свиты ( $D_{3f}-C_{1t_1}$ ). Интрузивные тела имеют небольшие размеры – от первых сотен квадратных метров до  $1 \text{ км}^2$ . При этом протяженность их – от первых сотен метров до  $2-2.5 \text{ км}$ , а ширина выходов – в основном  $<50 \text{ м}$ , редко, – до  $200 \text{ м}$ . Контуры залежей в плане жлообразные удлиненно-эллипсоидальные, нередко геометрически правильные – типа параллелограмма, трапеции и др. и, в единичных случаях, округло-изометричные. Интрузивы имеют крутые борта и пологие основания, есть залежи, в разрезе напоминающие клин. Интрузивные тела прослеживаются вглубь на десятки и первые сотни метров и лишь изредка достигают в вертикальном срезе около  $1 \text{ км}$  (согласно буровым скважинам). Они имеют многоярусное строение, размещаясь, по крайней мере, на двух (предположительно и большем количестве) гипсометрических уровнях, соединенных между собой узкими дайкообразными рукавами. Простирание интрузивных залежей СВ  $10-20^\circ$ . Они образуют узкие цепочно-линейные зоны. Площадной геофизический материал отражает такое цепочно-линейное строение зон, фиксируя аномальными гравиметрическими и магнитометрическими максимумами не только контуры обнаженных на поверхности земли интрузивных залежей, но и глубоко залегающие не вскрытые тела. Смежные цепочно-линейные зоны внутри пояса нередко соединяются аномалиями повышенной магнитности, которые имеют простирание СЗ  $310^\circ$  и СВ  $20-25^\circ$ .

Штокообразные и эллипсоидальные субширотного простирания тела приурочены к таким ответвлениям или к участкам сближения основных линейных зон. Интрузивные тела минимальных размеров и (они же) геометрически правильных форм размещаются, главным образом, на западной границе пояса. В центральной части пояса преобладают интрузивные тела максимальных размеров с овальными контурами.

Формирование комплекса в целом происходило в несколько стадий. Свидетельством тому является взаимопересечение интрузивных тел между собой и разнообразие валового состава интрузивных тел, что обусловлено дифференциацией магматического расплава в глубинных условиях: либо в очаге формирования расплава, либо в промежуточных очагах при движении магмы в верхние гори-

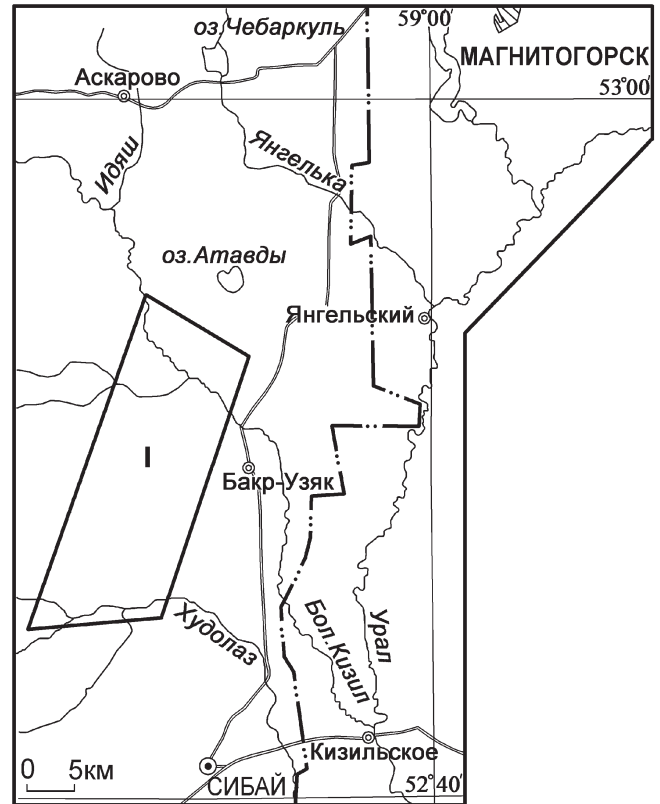


Рис. 1. Обзорная схема размещения изучаемой площади.

I – участок проведения исследований.

зонты коры. Пересечение одного интрузива другим можно видеть на Северо-Бускунском участке. Здесь расслоенная залежь оливиновых габбро, габбро-долеритов и меланократовых габбро сечется интрузивным телом пегматоидных габбро-диоритов.

Есть и другие массивы, где самостоятельные интрузивные залежи разного валового состава сближены, но сами контакты между ними, к сожалению, не вскрыты и потому нет ясности в последовательности внедрения магматического расплава. Сравнительный анализ интрузивных тел говорит о заметных вариациях валового состава залежей, а, следовательно, о значительной интенсивности процесса дифференциации магмы в глубинных условиях. Интрузивные тела по внутреннему строению объединяются в две группы. Одна из них отвечает расслоенным залежам, в некоторых из них устанавливаются горизонты или линзы разной мощности и протяженности. В другой группе интрузивных тел отсутствует расслоенность, хотя накопление более меланократовых пород в придонной части имеет место. В этой группе интрузивных тел различаются зонально-дифференцированные и слабодифференцированные залежи.

Среди расслоенных тел выделяются несколько типов. Бускунский тип примечателен тем, что с ним связано сульфидно-медно-никелевое орудене-

ние. Тела сложены оливиновыми разновидностями пород, среди которых различаются габбро и троктолиты, а также габбро-долериты. Габбро и троктолиты иногда обнаруживают элементы полосчатости, а среди оливиновых долеритов широко развиты неравномернозернистые и шлировые текстуры. В апикальной части залежей – породы безоливиновые, отвечающие пироксен-роговообманковым и роговообманково-пироксеновым разновидностям. Безоливиновые разновидности лейкократовых габбро-долеритов размещаются в смежной части линз меланократовых габбро, располагаясь выше и ниже последних. Примечательно, что сульфидная минерализация в основном концентрируется в меланократовых габброидах, но встречается в виде шлировых обособлений и в наиболее лейкократовых разновидностях габбро-долеритов. Количество плагиоклаза в линзах меланократовых габбро иногда незначительно (до 5%), что приближает их к роговообманковым перидотитам. Такие линзы меланократовых габбро тяготеют к придонной части интрузивных тел, но отмечаются и на более высоких гипсометрических уровнях.

Другой, *Карасаз-Япрактинский тип* расслоенных интрузивов отличается от предыдущего широким развитием биотитовых разновидностей габбро-долеритов. Присутствуют также кварцсодержащие разновидности, а меланократовые линзы представлены троктолитами и габбро, которые сопровождаются неравномерно-зернистыми лейкократовыми габбро-долеритами. Примечательно, что линзы меланократовых пород приурочены к верхней половине залежи, а в нижней половине они не встречаются. В некоторых залежах апикальная часть сложена плотными лейкократовыми габбро-долеритами.

Третий, *Восточно-Карасазовский тип* расслоенных интрузивов отличен от двух предыдущих. Схема стратификации его следующая: верхний горизонт сложен габбро-диоритами, ниже следуют лейкократовые габбро, далее вниз – тоже лейкогаббро, но с большим количеством шлиров разных размеров, сложенных роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми габбро, иногда с единичными выделениями оливина. Шлировые разновидности сменяются массивными габброидами, которые отвечают габбро, троктолитам и габбро-диоритам. Суммарная мощность охарактеризованного разреза более 800 м (по скважине), габбро-диориты и лейкогаббро составляют половину объема массива или несколько превышают суммарное количество других разновидностей пород, на долю оливиновых и ортопироксеновых разновидностей приходится не более 5–7%. В данном типе залежей присутствуют прожилки габбро-пегматитов и дайки кварцевых диоритов.

Зонально-дифференцированные интрузивы в ядерной части представлены кварц-роговообманковыми габбро. Следующая, ближе к периферии, зона сложена пироксен-роговообманковыми габбро и габбро-долеритами, которые к эндоконтам тел

сменяются шлировыми и неравномернозернистыми габбро-долеритами. В придонных частях присутствуют оливин-ортопироксеновые габбро-долериты. В этих же интрузивных телах отмечаются прожилки габбро-пегматитов и, реже, – аплитов.

Слабо дифференцированные интрузивы в объеме Худолозовского комплекса развиты особенно широко. Среди них в первую очередь привлекают внимание залежи, сложенные в основном роговообманковыми перидотитами и меланократовыми габбро, меньше (не более 10% объема комплекса), мезократовыми габбро. Изредка в них встречаются шлировые обособления до 2 см в диаметре, сложенные теми же мезократовыми габбро-долеритами. Интрузивные тела меланократовых габбро содержат вкрапленность сульфидов в виде мелких агрегатов пирротина, халькопирита и пирита. Количество и размеры вкраплений увеличиваются к придонным частям, образуя в приконтактной зоне небольшие (до 10 см) линзочки, сложенные сульфидами.

Среди слабодифференцированных интрузивов присутствуют разновидности массивных и однородных оливиновых и пироксен-роговообманковых габбро-долеритов, шлировых пироксен-роговообманковых габбро-долеритов и неравномернозернистых кварц-роговообманковых габбро и габбро-диоритов с прожилками и линзами габбро-пегматитов.

## ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ КОМПЛЕКСА

### Минеральный состав пород

Широкий диапазон петрографических разновидностей пород комплекса обусловлен, прежде всего, качественным и количественным разнообразием главных породообразующих минералов. Темноцветные минералы представлены оливином, ромбическим и моноклинным пироксеном, бурой и переходящей в зеленую роговой обманкой и, наконец, биотитом. Рядом расположенные минералы перечисленного списка присутствуют в одном зерне. Внутренняя часть таких полиминеральных зерен представлена, например, оливином, а периферия – монокристаллами ортопироксена или клинопироксена. Подобное зональное обрастание ортопироксенов клинопироксенами не отмечено. Очень широко развиты полиминеральные зерна с ядром клинопироксена и периферией, сложенной бурой роговой обманкой. Зеленовато-коричневая роговая обманка не обрастает, а замещает бурую разновидность по периферии зерен с постепенными изменениями цветовой гаммы от бурой до почти зеленой. Биотит развит по краям зерен роговой обманки и клинопироксена.

Названные минеральные фазы различаются по оптическим свойствам [12]. Оливины, например, в высокомагнезиальных габбро имеют высокую форстеритовую составляющую ( $Fo = 81$ ), а при повы-

шении содержания плагиоклаза в породе заметно увеличивается количество фаялита ( $Fo = 67$ ). В клинопироксене при стабильных значениях энстатитовой и волластонитовой составляющих количество ферросилита находится в прямой корреляции с железистостью пород. Роговая обманка в меланократовых разновидностях и породах с минимальными значениями кремнезема имеет бурую окраску, а в лейкократовых – коричневатую-зеленую.

Плагиоклазы представлены двумя разновидностями кристаллов – широкопластинчатыми и удлиненно-призматическими. Широкопластинчатые преобладают в типичных габбро и пегматоидных габбро, а во всех остальных типах пород преобладают удлиненно-призматические выделения, придающие породам субофитовую структуру. Плагиоклаз всегда сложен в полисинтетические двойники, а кристаллические выделения в них имеют концентрическую зональность рекуррентного типа. Такая зональность отмечается во многих петрографических разновидностях пород, при этом она особенно хорошо выражена в удлиненно-призматических зернах. Многоступенчатая рекуррентная зональность в пределах каждой ступени имеет прямую схему смены составов плагиоклаза. Состав плагиоклаза первой внутренней зоны каждой последующей ступени соответствует составу средней зоны предшествующей ступени. Обращает на себя внимание, что включения плагиоклаза в зернах пироксена имеют одноступенчатую прямую зональность. Включения же плагиоклаза в роговых обманках двухступенчатые, а в автономных зернах роговой обманки – трех- и даже четырехступенчатые рекуррентной зональности. Состав плагиоклазов в этих зонах варьирует от андезина до битовнита (№ 37–81).

Широкий диапазон темноцветных минеральных фаз и сложно построенная рекуррентная зональность плагиоклазов являются показателями неустойчивости физико-химической обстановки в камерах интрузивных залежей во время кристаллизации магматического расплава. Нарушение состояния равновесия в процессе кристаллизации очевидно связано с разгерметизацией камер интрузивов, что приводило не только к выбросу, но и к притоку новых порций флюидов из глубинных источников в камеру. Следовательно, система периодически раскрывалась и вновь герметизировалась. Поскольку такая ситуация наблюдается во всех интрузивах пояса, есть основание предполагать, что разгерметизация связана с тектоническими процессами по системе разломов, контролирующим размещение интрузивных залежей.

### Геохимия пород комплекса

В табл. 1 и 2 приведены химические составы пород, характерных для интрузивных тел Северный Бускун, Восточный Карасаз-2, Карасаз-Япрак-

тинский (подтип Лира), Кусеевский. Полученные данные отвечают составам перидотитов, габбро, троктолитов, габбро-долеритов. Изучению этих пород было уделено особое внимание, с тем, чтобы выделить индикаторные признаки потенциально никеленосных пород.

По минерально-петрографическим данным, разновидности пород комплекса соответствуют оливиновым базальтам, пикритам, частично – кварцевым толеитам. Большая часть отвечает натриевой серии [12]. Вместе с тем, присутствуют калий-натриевые разновидности (повышенные содержания  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ). В целом, породы комплекса отвечают промежуточному типу между нормальными и

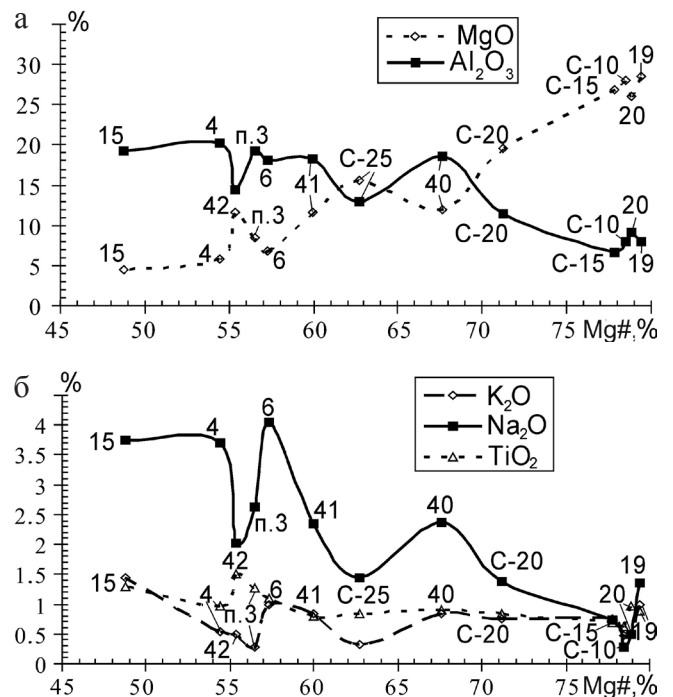


Рис. 2. Диаграмма изменения содержаний петрогенных компонентов в соответствии с магниальностью ( $Mg^\#$ ) пород.

а – фракционирование  $MgO$  и  $Al_2O_3$ ; б – фракционирование  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $TiO_2$ .

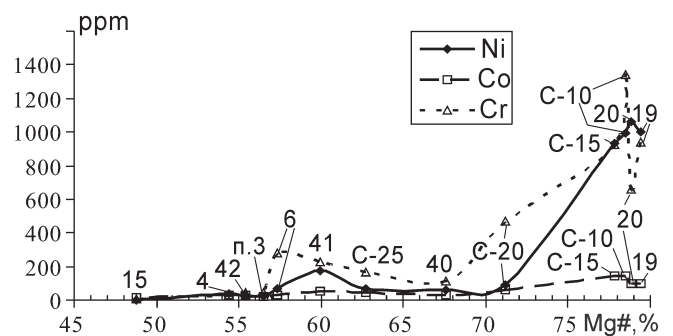


Рис. 3. Диаграмма изменения содержаний сидерофильных элементов во взаимосвязи с магниальностью ( $Mg^\#$ ) пород.



**Таблица 1.** Химические составы пород (мас. %) и их нормативно-минеральный анализ по системе CIPW

Компоненты	п3/09	4/09	6/09	15/09	40/09	41/09	42/09	19/09	20/09	C-10	C-15	C-20	C-25
SiO <sub>2</sub>	47.50	49.50	49.00	50.70	47.90	47.00	47.00	39.00	39.10	38.00	32.20	41.74	41.39
TiO <sub>2</sub>	1.27	0.97	1.10	1.30	0.96	0.80	1.50	0.88	0.97	0.63	0.68	0.85	0.85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.20	20.20	18.00	19.20	18.60	18.20	14.76	8.00	9.07	7.91	6.59	11.48	12.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.43	3.33	3.47	4.43	2.40	2.00	3.25	3.67	3.46	3.73	6.32	2.77	3.64
FeO	6.46	4.86	5.17	4.62	5.75	7.75	9.34	7.40	6.97	7.67	7.62	7.93	9.26
MnO	0.15	0.13	0.12	0.16	0.18	0.19	0.28	0.23	0.23	0.15	0.18	0.17	0.16
MgO	8.40	5.80	6.80	4.40	12.00	11.60	11.60	28.60	26.00	28.02	26.79	19.63	15.57
CaO	10.79	9.94	8.52	7.10	7.88	9.08	8.52	3.40	6.53	2.5	3.79	5.14	6.39
Na <sub>2</sub> O	2.63	3.70	4.05	3.75	2.36	2.35	2.02	1.35	0.50	0.28	0.74	1.37	1.45
K <sub>2</sub> O	0.27	0.54	1.00	1.45	0.85	0.85	0.50	1.00	0.50	0.47	0.76	0.76	0.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.21	0.27	0.64	0.17	0.09	0.50	0.12	0.48	0.11	0.23	0.27	0.12
ппп	0.52	0.40	2.26	2.08	0.40	0.10	0.20	6.52	6.36	9.42	6.97	7.88	4.25
Сумма	99.53	99.58	99.96	99.53	99.40	100.01	99.47	100.17	100.17	98.93	99.87	99.89	96.38
<i>Q</i>				2.06									
<i>Or</i>	1.61	3.22	6.06	8.77	5.07	5.03	2.98	6.31	3.15	3.1	0.53	4.88	2.06
<i>Ab</i>	22.41	31.57	33.49	32.46	20.16	19.9	17.22	5.77	4.51	2.65		12.59	13.37
<i>An</i>	40.06	37.22	28.7	31.76	38.01	36.63	29.95	13.68	22.41	13.06	14.45	24.89	30.51
<i>Ne</i>			0.9					3.48			3.95		
<i>Di</i>	<i>Wo</i>	5.2	4.64	5.36		0.14	3.28	3.9	1.46	3.67	2.37	0.37	1.33
	<i>En</i>	3.48	3.2	3.78		0.1	2.17	2.54	0.14	2.87	1.88	0.27	0.02
	<i>Fs</i>	1.34	1.07	1.12		0.03	0.87	1.1	0.15	0.39	0.23	0.06	0.31
<i>Hu</i>	<i>En</i>	4.91	2.62		11.21	11.2	1.11	15.19		3.73	21.21	10.88	10.94
	<i>Fs</i>	1.89	0.87		3.04	2.75	0.45	6.58		0.51	3.11	2.49	3.64
<i>Ol</i>	<i>Fo</i>	8.88	6.12	9.52		13.22	17.96	7.98	52.5	43.74	39.8	53.11	29.38
	<i>Fa</i>	3.76	2.25	3.12		3.57	7.96	3.81	7.74	6.53	6.44	7.0	7.41
<i>Il</i>		2.43	1.86	2.14	2.53	1.84	1.52	2.87	1.78	1.96	1.34	1.5	1.75
<i>Mt</i>		3.55	4.87	5.16	6.57	3.51	2.9	4.75	5.68	5.35	6.04	10.67	4.36
<i>Ap</i>		0.49	0.49	0.64	1.51	0.4	0.21	1.16	0.3	1.18	0.28	0.68	0.9
<i>C</i>										2.97			
<i>Lc</i>											3.69		
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примечание. п3/09 – долерит, 4/09 – лейкократовое габбро, 6/09 – неравнозернистое габбро, 15/09 – пегматоидное габбро, 40/09 – габбро-долерит меланократовый, 41/09 – крупнозернистое габбро, 42/09 – габбро-пегматит, 19/09, 20/09, C-10, C-15 – роговообманковые перидотиты, C-20, C-25 – меланократовое габбро.

субщелочными базальтами. Сопоставление петрохимических и микроэлементных составов относительно магнезиальности (Mg#), **выбранной в качестве** коэффициента фракционирования, позволило выявить некоторые закономерности в распределении химических элементов (рис. 2; 3).

1. Породы маломагнезиальные (43–58% Mg#), высокоглиноземистые (15–20% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), с повышенными концентрациями щелочных оксидов, особенно Na<sub>2</sub>O, **содержат незначительные количества сидерофильных элементов – аналогов железа:** Cr (4–280 г/т), Co (13–32 г/т), Ni (2–70 г/т). В основном это лейкократовые и мезократовые габброиды.

2. Для пород высокомагнезиальных (75–80% Mg#), малоглиноземистых (6–8% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), с низким содержанием щелочных оксидов (0.3–1% Na<sub>2</sub>O, 0.5–1% K<sub>2</sub>O) характерно повышенное содержание переходных металлов, аналогов железа: Cr (940–1340 г/т), Co (97–99 г/т), **и Ni (990–1060 г/т).** Содержание титана в них (0.7–1%) ниже, чем в обедненных никелем породах. Данную группу составляют высокооливиновые разновидности пород.

Максимальные содержания никеля в высокомагнезиальных разновидностях пород обусловлены, по-видимому, оливином, активно проявляющим способность к изоморфизму, в частности, к изовалентному замещению Mg<sup>2+</sup> (ионный радиус 0.74 Å) никелем (размер радиуса Ni<sup>2+</sup> – также 0.74Å).

Отдельно следует сказать о распределении меди. Ее абсолютные значения в целом незначительны – от 9 до 70 г/т, корреляции с содержаниями Cr, Co, Ni не выявлено. Медь, относимая обычно к халькофилам, тем не менее, входит в группу элементов, близких по свойствам с железом, и занимает место практически в конце ряда переходных металлов, в связи с чем является более отдаленным аналогом железа, чем кобальт и никель. Соответственно, утрачивается и полное сходство свойств, характерное для Cr, Co, Ni (рис. 4).

Предметом детального рассмотрения было распределение в породах комплекса лантаноидов и иттрия. Общее содержание РЗЭ несколько превышает хондритовый стандарт (C1), фракционирование РЗЭ слабое (рис. 5). Спектры распределения нормиро-

Таблица 2. Содержания микроэлементов в породах Худолозовского никеленосного комплекса (г/т)

Элемент	19/09	20/09	40/09	41/09	42/09	п3/09	4/09	6/09
Li	9.285	12.170	4.052	3.266	9.002	7.211	9.188	15.354
Be	0.364	0.388	0.481	0.267	0.882	1.019	0.809	0.884
B	30.010	20.576	3.079	2.003	2.108	7.900	4.226	5.661
Na	2880.5	2326.2	17175.6	12057.4	17081.9	21954.2	18204.9	16641.1
Mg	106057.7	95217.3	23811.7	44285.7	31952.2	18846.8	22651.2	25009.7
Al	28208.7	28418.2	63977.9	60235.4	45743.86	71848.5	67469.63	66185.3
K	7260.97	3540.77	3268.58	1589.79	3219.58	7037.27	6704.25	7408.63
Sc	7.408	7.495	13.936	18.359	68.818	14.221	13.171	7.621
Ti	2973.09	3323.55	3049.36	3062.19	13054.15	4232.78	3451.43	2946.74
V	81.069	86.615	130.699	106.799	227.929	143.361	129.774	135.158
Cr	942.713	657.718	116.356	227.209	42.887	47.184	32.876	280.991
Mn	791.097	749.498	545.372	719.461	864.158	674.061	617.024	608.592
Fe	56599.64	52544.83	33296.28	44048.77	51523.09	35114.04	34699.67	39701.59
Co	99.912	97.718	31.640	53.327	30.631	23.896	29.675	32.347
Ni	1002.97	1063.462	56.933	172.430	21.114	22.885	35.582	70.353
Cu	70.636	45.267	45.292	43.811	19.339	53.358	71.739	42.718
Zn	56.747	57.581	51.501	46.184	76.455	52.581	51.926	51.937
Ga	7.141	7.366	13.420	10.769	15.295	15.642	15.038	14.862
Ge	0.770	0.777	0.819	0.801	1.408	0.966	0.946	0.903
As	0.693	1.007	1.503	1.364	1.398	2.615	1.605	1.768
Se	н/о	н/о	н/о	н/о	0.476	0.057	н/о	н/о
Rb	33.087	25.431	4.831	2.673	7.970	13.053	11.965	14.826
Sr	120.510	44.226	608.728	548.020	317.904	719.676	761.331	631.839
Y	8.765	10.363	13.169	8.268	40.992	15.773	12.640	10.405
Zr	62.488	61.964	63.512	37.693	90.735	111.210	71.244	46.663
Nb	1.287	1.453	2.688	1.915	5.703	7.946	6.872	6.627
Mo	0.260	0.160	0.319	0.373	0.119	0.770	0.235	0.498
Ag	0.065	0.052	0.082	0.043	0.110	0.196	0.179	0.141
Cd	0.086	0.076	0.098	0.093	0.171	0.121	0.099	0.083
Sn	0.559	0.650	0.906	1.131	3.221	0.924	0.803	0.903
Sb	0.043	0.363	0.084	0.114	0.225	0.167	0.158	0.164
Te	н/о	0.011	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Cs	16.151	10.757	0.291	0.281	0.113	1.179	0.421	0.771
Ba	23.91	11.14	125.57	68.13	94.69	215.43	232.53	249.52
La	3.494	3.752	8.186	4.405	8.906	13.319	15.144	10.791
Ce	10.357	11.545	18.795	10.110	27.828	29.617	32.975	23.361
Pr	1.449	1.672	2.299	1.296	4.510	3.523	3.778	2.616
Nd	6.688	7.854	10.053	5.824	24.743	14.674	15.204	10.784
Sm	1.676	1.994	2.333	1.488	7.719	3.111	3.009	2.215
Eu	0.606	0.623	0.885	0.651	2.566	1.133	1.015	0.801
Gd	1.774	2.162	2.659	1.683	9.511	3.100	2.696	2.128
Tb	0.280	0.340	0.417	0.267	1.481	0.473	0.398	0.325
Dy	1.871	2.246	2.857	1.801	9.781	3.173	2.636	2.162
Ho	0.379	0.452	0.579	0.370	1.917	0.640	0.530	0.440
Er	1.031	1.195	1.607	1.005	5.071	1.818	1.465	1.217
Tm	0.149	0.169	0.234	0.136	0.669	0.257	0.207	0.173
Yb	0.981	1.129	1.532	0.952	4.154	1.738	1.310	1.117
Lu	0.149	0.174	0.236	0.132	0.588	0.263	0.205	0.177
Hf	1.309	1.384	1.573	0.935	2.932	2.364	1.685	1.332
Ta	0.093	0.111	0.149	0.090	0.376	0.449	0.395	0.413
W	0.017	0.071	15.408	12.000	0.321	0.243	0.372	0.358
Tl	0.155	0.110	н/о	н/о	0.007	н/о	н/о	0.012
Pb	1.372	0.779	4.110	2.310	2.278	7.503	5.149	5.191
Bi	0.013	0.019	0.025	0.014	0.008	0.043	0.005	0.006
Th	0.243	0.256	1.198	0.806	0.982	2.227	2.315	3.140
U	0.096	0.090	0.392	0.262	0.225	0.913	0.364	0.290

Примечание. 19/09, 20/2009 – роговообманковые перидотиты, 40/09 – габбро-долерит меланократовый, 41/09 – крупнозернистое габбро, 42/09 – габбро-пегматит, п3/09 – долерит, 4/09 – лейкократовое габбро, 6/09 – неравномернозернистое габбро.

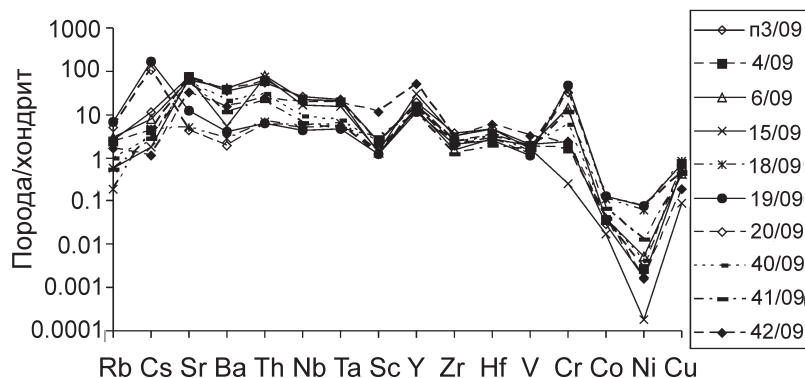


Рис. 4. Распределение микроэлементов, нормированных по хондриту, в породах Худолозовского комплекса.

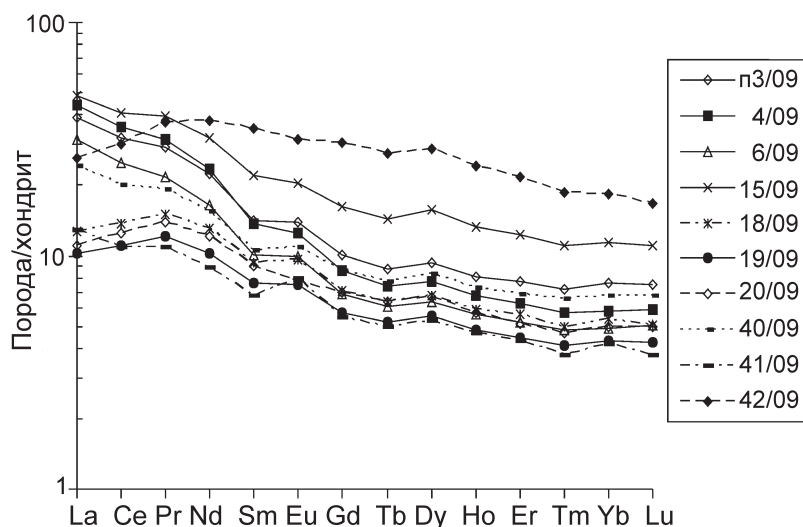


Рис. 5. Распределение РЗЭ, нормированных по хондриту, в породах Худолозовского комплекса.

ванных по хондриту РЗЭ имеют небольшой отрицательный уклон: суммарные содержания легких РЗЭ выше, чем тяжелых. Идентичность конфигураций трендов распределения проявляется для средних РЗЭ и тяжелых РЗЭ. По уровню накопления легких РЗЭ рассматриваемые породы подразделяются на две группы: 1) более обедненные легкими элементами, в которых отношения суммарных содержаний  $\sum \text{РЗЭ} / \sum \text{тяжелых РЗЭ}$  изменяются в узком интервале 6.5–6.9; 2) более обогащенные легкими РЗЭ, в которых отношения  $\sum \text{РЗЭ} / \sum \text{тяжелых РЗЭ}$  выше, а пределы колебаний шире: от 8.4 до 11.7.

Для пород первой группы – это высокооливиновые габбро и роговообманковые перидотиты – характерны повышенные содержания сидерофильных элементов (Cr, Co, Ni) (табл. 2), тогда как породы второй группы – лейкократовые и мезократовые габброиды – имеют низкие содержания рудных элементов.

Спектры распределения РЗЭ осложнены положительной европиевой аномалией ( $\delta\text{Eu}$ ) различной интенсивности (рис. 5). Значения  $\delta\text{Eu}$ , вычисленные как  $\delta\text{Eu} = \text{Eu} - \text{Eu}^*$ , характеризует содержание эле-

мента, показывая меру отклонения нормированного действительного содержания Eu от теоретического.

Значения  $\delta\text{Eu}$ , вычисленные для пород комплекса, не коррелируют с суммарными содержаниями легких РЗЭ, на основании чего можно предполагать, что соотношение  $\sum \text{легких РЗЭ} > \sum \text{тяжелых РЗЭ}$  обусловлено многообразием минерального состава пород. Накопление легких РЗЭ связано не с оливиновыми разновидностями, т.к. оливин по своей структуре в малой степени способен накапливать РЗЭ, причем, менее всего легкие редкоземельные элементы. Ф.П. Леснов [3] располагает главные минералы мафитовых пород по повышению уровня накопления РЗЭ в следующем порядке: оливины → ортопироксены → плагиоклазы → клинопироксены → амфиболы.

Разброс значений  $\delta\text{Eu}$ , как показывают публикации, посвященные исследованиям причин появления аномальных содержаний европия в магматических системах, может быть обусловлен также и разнообразием условий накопления РЗЭ: меняющиеся давления, различные окислительно-восстановительные (ox/red) обстановки при участии изменчивых по составу магматических флюидов [2, 4–6, 16, 18].

Тем не менее, условия формирования пород, обогащенных сидерофильными элементами, вероятно, можно охарактеризовать некоторыми сходными признаками, связанными с распределением РЗЭ. Значения  $\delta\text{Eu}$  указывают на различие *ox/red* условий кристаллизации, что отразилось и на поведении Sm и Yb. Сопоставление величин Eu/Sm и Eu/Yb для потенциально никеленосных пород выявляет узкий интервал изменения абсолютных содержаний Eu и его аналогов – Sm, Yb – отношение Eu/Sm меняется от 0.31 до 0.38, несколько шире диапазон колебаний Eu/Yb – от 0.55 до 0.77.

При изучении РЗЭ рассматривается также иттрий, обычно сопутствующий редкоземельным элементам. Являясь химическим аналогом РЗЭ, иттрий больше сходства обнаруживает с тяжелыми РЗЭ, поэтому особенности распределения Y рассматривались как в виде нормированных содержаний по хондриту (рис. 6), так и во взаимосвязи с суммами тяжелых РЗЭ. Примечательно, что абсолютные содержания Y линейно коррелируют с суммами тяжелых РЗЭ для всех изучаемых типов пород комплекса (рис. 6), т.е. о содержаниях Y можно судить по уровню накопления тяжелых РЗЭ. Для сравнения был рассмотрен характер взаимосвязи Y–тяжелые РЗЭ в породах рудоносных интрузий (лейкогаббро, габбро-диорит, оливиновосодержащий габбро-долерит, оливиновый габбро-долерит, пикритовый габбро-долерит) Талнахского рудного узла по данным [7]. Корреляция содержаний Y с суммами тяжелых РЗЭ положительная, но не строго линейная. Абсолютные значения Y в норильских породах несколько выше (от 7 до 36 г/т), чем в породах Худолазовского комплекса (от 8 до 24 г/т, кроме одного результата – 40 г/т). Тяжелые РЗЭ пород Талнахского узла в целом (от 1.8 до 4.0 г/т) ниже аналогичных сумм для пород Худолазовского комплекса (от 4 до 24 г/т), но следует заметить, что в норильских образцах не определялись такие элементы, как Dy, Ho, Er, Tu.

Содержания элементов (в г/т) группы HFSE (Zr, Nb, Hf, Ta) умеренные: Zr – от 37.7 до 111.2, Nb – от 1.28 до 7.95, Hf – от 0.93 до 2.36, Ta – от 0.11 до 0.45. Минимальные показатели свойственны габброидам, а максимальные – низкомагнезиальным дифференциатам. Тренды распределения элементов тяжелых РЗЭ однотипны и субпараллельны, но отличаются количественными показателями (рис. 7).

Обогащения пород ниобием (что принято считать индикаторным признаком плюмовых базальтов) не наблюдается. Отсутствуют также и отрицательные ниобиевые аномалии относительно Th и Ta (рис. 4). Не плюмовое происхождение пород, обогащенных сидерофильными элементами, подтверждает и монотонный в целом характер распределения тяжелых РЗЭ (рис. 3).

На диаграмме Nb/Y–Zr/Y (рис. 8) поле фигуративных точек рудоносных интрузий накладывается

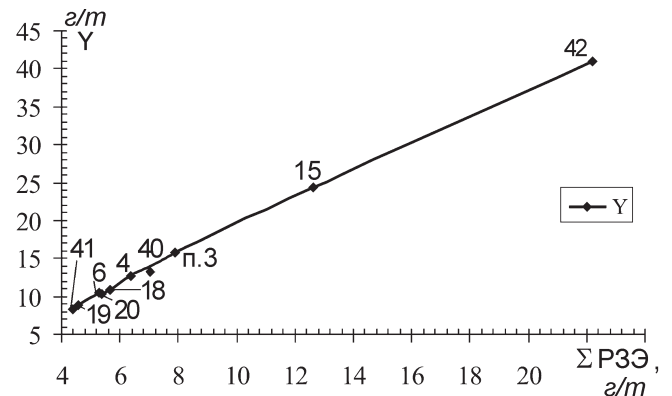


Рис. 6. Корреляция содержаний иттрия и сумм тяжелых РЗЭ в породах Худолазовского комплекса.

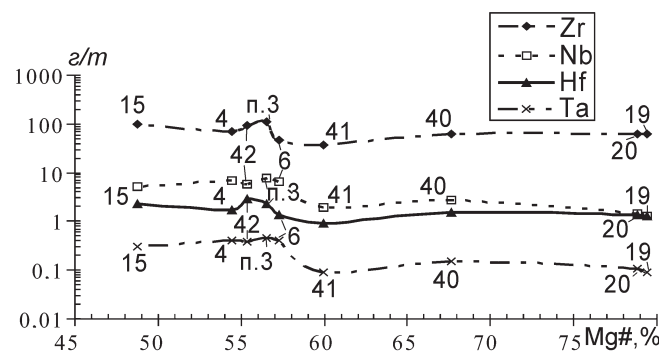


Рис. 7. Диаграмма изменения содержаний HFS-элементов от коэффициента Mg# в породах Худолазовского комплекса.



Рис. 8. Сопоставительная диаграмма Zr/Y–Nb/Y для базальтов Худолазовского комплекса и Норильского района Сибирской платформы (данные А.И. Альмухамедова, А.Я. Медведева [1]) по [14].

1 – норильские базальты, 2 – базальты Худолазовского комплекса; пунктирная линия – вероятная граница плюмовых и неплюмовых источников; А – базальты океанических плато, Б – базальты океанических островов, В – базальты СОХ, Г и Д – обогащенные мантийные источники, Е – верхняя континентальная кора, Ж – примитивная мантия, З – нижняя деплетированная мантия, И – верхняя деплетированная мантия, К – базальты, отнесенные к островодужным; Л – рециклированная компонента.



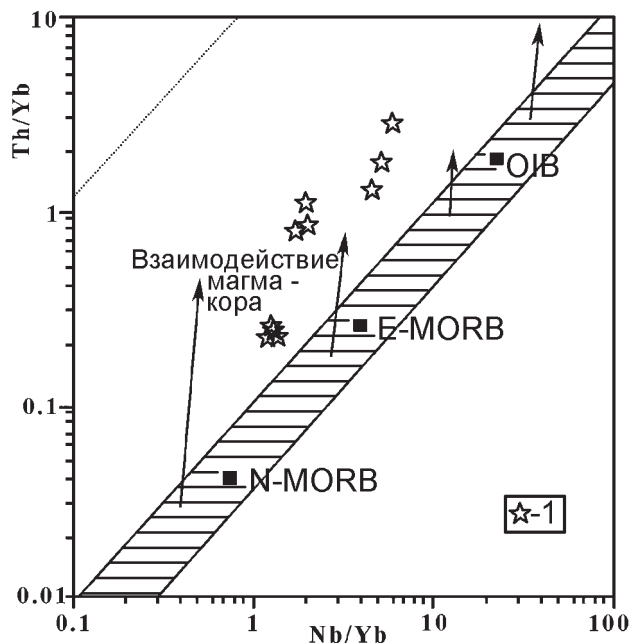


Рис. 9. Диаграмма Nb/Yb–Th/Yb для базальтов Худолазовского комплекса [19].

1 – базальты Худолазовского комплекса; заштрихованная полоса – поле составов N-MORB, E-MORB и базальтов океанических островов (OIB).

на поле норильских траптов, построенное по данным [1], а другие дифференциаты комплекса попадают в область пород, обогащенных ниобием, подчеркивая тем самым плюмовую природу магматизма комплекса. Размещение фигуративных точек комплекса на диаграмме Th/Yb–Nb/Yb (рис. 9) является показателем обогащения мантийного расплава торием и другими коровыми компонентами.

### ОРУДЕНЕНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ

Известно более 20 рудопроявлений медно-никелевых руд, которые контролируются интрузивными

телами Худолазовского комплекса и подробно описаны ранее [11]. Они образуют небольшие по размерам участки минерализации (линзы), приуроченные к эндоконтактам лежачего бока интрузивных тел. Руды прожилково-вкрапленные. Мощность рудных залежей от 0.3 до 29.8 м (по стволу скважины) с относительно равномерным распределением рудных компонентов. Минеральный состав: пирротин – 2–30%, халькопирит – 0.1–5%, пирит – 0.01–3%, пентландит – 0.01–3%, а также от 0 до 3% сфалерита, ильменита, хромита, самородной меди; на уровне следов отмечаются галенит, мельниквит, халькопирротин, кубанит, среди минералов благородных металлов есть единичные зерна самородной платины, золота. По данным кернового опробования, содержания основных компонентов (г/т) в рудах следующие: Ni – 1.13; Cu – 0.12–0.9; Co – 0.007–0.054; благородных элементов: серебро – 3.2–4.3; платина – н.о.–0.21; палладий – 0.053–0.42; в одной скв. (№ 7) в интервале 29.3–34.5 м обнаружен родий в количестве 0.043. В главных рудных минералах обнаружено: в пирротине – никеля – 0.57–2.12%, кобальта – 0.02–0.06%, в халькопирите – никеля – сл.–0.06%, меди – 33.7–35.1%, в пентландите – никеля – 32.6–35.8%, меди – 0.02–0.08%, кобальта – 1.37–2.14%, в пирите – никеля – 0.05–0.14%, кобальта – 0.39–1.90%. Характерной чертой рассматриваемых руд являются ничтожные содержания благородных металлов.

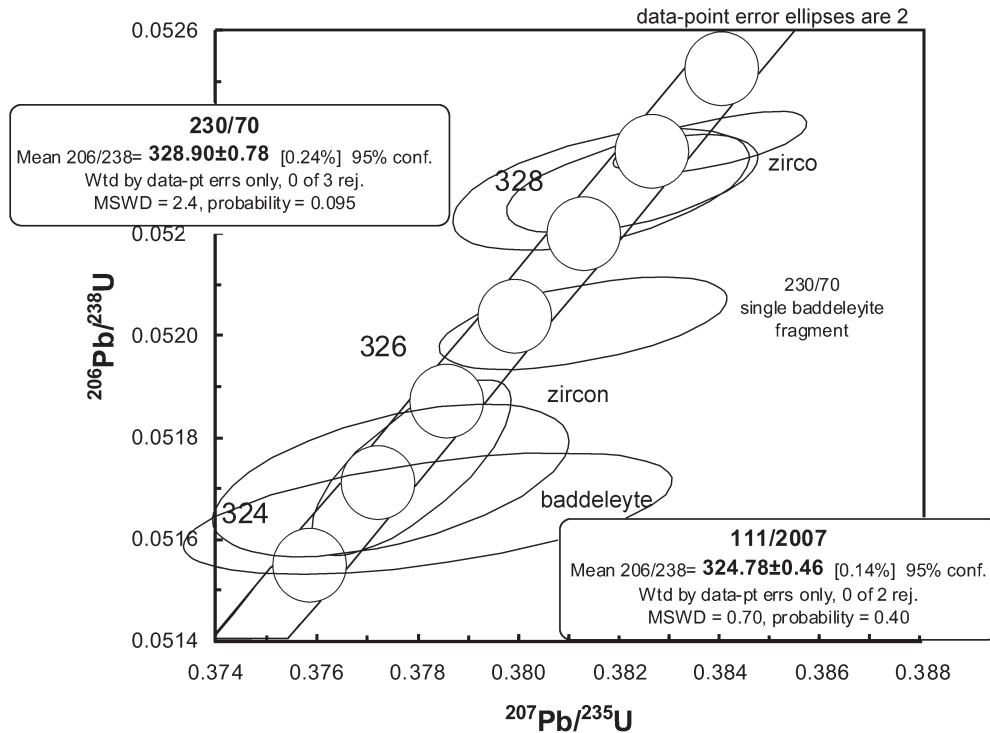
### ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИКЕЛЕНОСНОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

Интрузивные тела, как уже выше отмечалось, пересекают Худолазовскую мульду по диагонали и наиболее молодые флишоидные осадки зилаирской свиты (D<sub>3</sub>fm–C<sub>1</sub>t<sub>1</sub>). Очевидно, складчатость, определившая формирование Худолазовской мульды, предшествовала внедрению никеленосных габброидов. Были отобраны две пробы для исследований возраста пород U-Pb методом по выделенным бадделеитам

Таблица 3. U-Pb данные для бадделеита и химически обработанного циркона никеленосных интрузий

№	Число зерен	Фракция	Навеска (мг)	U (г/т)	Th/U	Pb общий (пг)	PbC (пг)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb измер.	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ
111/2007										
1	1	бадделеит, фрагмент	~1.0	465	0.07	18.6	1.1	1183	0.0516469	0.000097
2	1	-//-	~1.0	401	0.01	18.6	0.8	1729	0.0517123	0.000123
230/70										
1	1	циркон, фрагмент химически абрадированный	1.4	335	0.70	26.9	0.4	3688	0.0523777	0.000049
2	1	-//-	0.9	382	1.37	22.9	0.5	2279	0.0522859	0.000098
3	5	-//-	1.5	624	1.50	64.3	1.2	2621	0.0522965	0.000079
4	6	-//-	1.7	606	1.19	65.4	0.7	4998	0.0517388	0.000141
5	1	1 бадделеит, фрагмент	0.4	1164	0.07	22.3	0.6	2455	0.0520224	0.000074

Примечание. PbC – общий обычный Pb (принимая изотопный состав лабораторного бланка) (лабораторный состав изотопов <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb: 18.221; <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb: 15.612; <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb: 39.360; 2σ 1%). <sup>205</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb и Pb/U скорректированы на фракционированный и обычный Pb в трассере; Pb/U также скорректирован на бланк. Th/U вычислено исходя из радиогенного соотношения <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb и



**Рис. 10.** Диаграмма с конкордией для бадделеита и циркона из проб ПЗ/09 (соответствует долериту 111/2007, массив Лиры) и 06/09 (соответствует габбро неравномернозернистому, массив Восточный Карасаз-2).

U-Pb метод ID-TIMS, с химической абразией цирконов (университет Торонто, аналитик Сандра Камо).

и цирконам. В результате получены изотопные возраста  $324.78 \pm 0.46$  и  $328 \pm 0.78$  млн. лет (табл. 3; рис. 10), соответствующие верхам визейского и низам серпуховского яруса нижнего карбона.

### ВЫВОДЫ

В Магнитогорской мегазоне Южного Урала получили развитие интрузивные тела с сульфидным медно-никелевым оруденением. Обнаруживая формационную общность с месторождениями норильского типа, рассматриваемые рудные проявления

заметно отличаются от них возрастом и весьма значительным присутствием в рудах благородных металлов. Магматизм и никелевое оруденение Норильского района в целом отвечают внутриплитному режиму. Никеленосный магматизм Южного Урала контролируется областью локального растяжения, проявившегося на границе визейского и серпуховского ярусов нижнего карбона в переходную эпоху от мягкой к жесткой коллизии [9].

Говоря о более общих вопросах локализации рассмотренного типа гипабиссального магматизма, следует напомнить, что в свое время, на основании

$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (млн. л.)	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ возраст (млн. л.)	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст (млн. л.)	$2\sigma$	Диск. %	Корр.
111/2007											
0.3782044	3.95E-03	5.31E-02	5.09E-04	324.62	0.60	325.7	2.91	334	21.8	2.7	0.529
0.3774592	2.87E-03	0.0529389	3.55E-04	325.03	0.75	325.2	2.12	326	15.3	0.4	0.513
230/70											
0.3837788	1.56E-03	5.31E-02	1.89E-04	329.10	0.30	329.8	1.14	335	8.1	1.8	0.618
0.3816192	2.40E-03	5.29E-02	2.94E-04	328.54	0.60	328.2	1.77	326	12.6	-0.8	0.516
0.3822353	2.04E-03	5.30E-02	2.48E-04	328.61	0.49	328.7	1.50	329	10.6	0.2	0.546
0.3778583	1.61E-03	5.30E-02	1.56E-04	325.19	0.86	325.5	1.19	327	6.7	0.7	0.727
0.3812693	2.34E-03	5.32E-02	2.92E-04	326.93	0.46	328.0	1.72	335	12.5	2.6	0.535

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста. Коррекция на неравновесность  $^{230}\text{Th}$  в  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  при условии, что  $\text{Th}/\text{U} = 42$  в магме. Диск. – % дискордантности для данного  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста. Корр. – коэффициенты корреляции для осей X–Y конкордии. Обр. 111/2007 – долерит; обр. 230/70 – меланократовое габбро.

изучения всех нижнекаменноугольных вулканитов Восточного Урала, этим вулканитам была дана своеобразная, противоречивая геодинамическая характеристика [13]. Было отмечено, что всем вулканическим образованиям этого возраста от Магнитогорской до Валерьяновской (*sensu stricto*) зоны в большей или меньшей мере свойственны смешанные геохимические признаки надсубдукционных и внутриплитных (рифтовых) образований. Отмечалось, что наиболее вероятной геодинамической обстановкой для них является не андийский, а калифорнийский тип активной окраины. Надо уточнить, что говоря о калифорнийском типе, и противопоставляя его андийскому, авторы, по-видимому, имели в виду ту часть североамериканских Кордильер, где под континент субдуцируется не просто океаническая кора, а кора с активным СОХ. Но такие участки есть и в Андах – например, их южная часть, где под южноамериканский континент субдуцируется Чилийский СОХ. Там тоже “сосуществуют”, на сравнительно небольшой части континентальной окраины, области развития известково-щелочной формации и континентальных толеитов рифтового типа (последние возникают над расширяющимся на глубине “окном”, или “зиянием”, слэба) [10].

*Работа выполнена при финансовой поддержке совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-5-1022 и программы № 8 фундаментальных исследований ОНЗ РАН. Она является также вкладом в Проект реконструкций континентов – “Крупные магматические провинции (LIPs)”, публикация № 23 – [www.supercontinent.org](http://www.supercontinent.org).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. К геохимии инициальных стадий базальтового вулканизма // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 42–69.
2. Жариков В.А., Горбачев Н.С. Поведение редкоземельных элементов во флюидно-магматических системах (по экспериментальным данным) // Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий. Т. 1. М.: Наука, 2004. С. 21–37.
3. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Новосибирск: Гео, 2007. 403 с.
4. Луканин О.А. Причина аномального поведения европия при дегазации гранитоидных магм // Вестник отделения наук о Земле РАН. 2008. № 1(26). [http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h\\_dgggms/1-2008/informbul-2008/magm-20.pdf](http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2008/informbul-2008/magm-20.pdf), дата обращения: 25.10.2011.
5. Луканин О.А., Дернов-Пегарев В.Ф. Перераспределение европия и других редкоземельных элементов между расплавом и воднохлоридным флюидом при декомпрессионной дегазации гранитных магм // Вестник отделения наук о Земле РАН. 2007. № 1(25). [http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h\\_dgggms/1-2007/informbul-1\\_2007/term-30.pdf](http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2007/informbul-1_2007/term-30.pdf), дата обращения: 17.11.2011.
6. Луканин О.А., Дернов-Пегарев В.Ф. Аномальное поведение Eu при образовании гранитных магм. [http://alkaline2010.web.ru/Abs/Lukanin\\_rus.htm](http://alkaline2010.web.ru/Abs/Lukanin_rus.htm), дата обращения: 15.11.2011.
7. Налдретт А.Д. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2003. 487 с.
8. Пучков В.Н. Некоторые новые проблемы геологической интерпретации результатов изучения цирконов на примере Урала // Минералы и минералообразование в природных и техногенных процессах. Уфа: ИГ УНЦ РАН. ДизайнПолиграфСервис, 2009. С. 100–103.
9. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
10. Пучков В.Н. Дайковые рои Урала и ассоциирующие с ними магматические комплексы // Геотектоника. 2012. № 1. С. 42–52.
11. Салихов Д.Н., Захаров О.А., Беликова Г.И. и др. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (никель, кобальт). Уфа: Гилем, 2004. 152 с.
12. Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н. Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. Уфа: БФАН СССР, 1984. 112 с.
13. Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л. и др. Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Приуралья // Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 213–247.
14. Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
15. Mattinson J.M. Zircon U-Pb chemical abrasion (CA-TIMS) method: combined annealing and multi-step dissolution analysis for improved precision and accuracy of ages // Chem. Geol. 2005. V. 220. P. 47–66.
16. Reed M.J., Candela Ph.A., Piccoli Ph.M. The distribution of rare earth elements between monzogranitic melt and the aqueous volatile phase in experimental investigations at 800°C and 200 MPa // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 140. P. 251–262.
17. Söderlund U., Johansson L. A simple way to extract baddeleyite (ZrO<sub>2</sub>) // Geochim. Geophys. Geosyst. 2002. 3:10.1029/2001GC000212.
18. Wilke M., Behrens H. The dependence of the partitioning of iron and europium between plagioclase and hydrous tonalitic melts on oxygen fugacity // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 137. P. 102–114.
19. Zindler A., Hart S. Chemical Geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.

Рецензент Г.Б. Ферштатер

## A nickel-bearing intrusive complex in Southern Urals

D. N. Salikhov\*, G. I. Belicova\*, V. N. Puchkov\*,  
R. Ernst\*\*, U. Söderlund\*\*\*, S. Kamo\*\*\*\*, I. R. Rakhimov\*, V. V. Holodnov\*\*\*\*\*

\*Institute of Geology, Ufimian Science Centre of RAS

\*\*Ernst Geosciences and Dept. of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada

\*\*\*Department of Earth and Ecosystem Sciences, Lund University, Sweden

\*\*\*\*Jack Satterly Geochronology Laboratory, Department of Geology, University of Toronto

\*\*\*\*\*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

The presence of sulphide-copper-nickel mineralization in Southern Urals attracts our attention by probable prospects of revealing of such type ore deposits in the region. Sulphide- copper-nickel ores are not characteristic of orogens. Big deposits of such type connected with trapp magmatism are known in platforms, (e.g. Norilsk region). The localization control of sulphide ores is restricted by contours of intrusive bodies; so an important prospecting criterion of ore deposits is a size of intrusions. The paper discusses internal structures of intrusions, which reflect a character and degree of their differentiation. Mineral and chemical compositions of the gabbroids are presented briefly. The age of two intrusive bodies of the series that determined by U-Pb ID-TIMS and CA-TIMS methods on baddeleyites and zircons are  $324.78 \pm 0.46$  and  $328.90 \pm 0.78$  Ma. A probable geodynamic setting of the intrusions is discussed.

Key words: *magmatism, intrusive, mineral composition, complex, gabbro, geochemistry, ore.*