

## U-Pb датирование (SHRIMP II) и геодинамические условия формирования массивов габбро-тоналитового комплекса Лок-Гарабагской зоны Малого Кавказа (Азербайджан)

На основе современных геохимических и геохронологических методов исследований осуществлена геохимическая и тектоническая идентификация и впервые произведено изотопное (U-Pb) датирование магматических пород массивов (Габахтепе, Новогореловка, Барум) габбро-тоналитового комплекса Лок-Гарабагской тектонической зоны (Малый Кавказ). Показано, что источником магматического плавления большей части объема пород, участвующих в строении комплекса, был близкий по составу к деплетированным базальтам океанической коры субстрат с надсубдукционной зоной магмообразования и с последующей контаминацией вещества континентальной коры. После интерпретации радиологического возраста можно сделать вывод о том, что вторая фаза комплекса (гранодиориты, диориты) имеет возраст становления 145–157 млн лет, что позволяет относить верхний предел формирования комплекса к верхнеюрскому периоду оксфорд-киммериджского яруса.

Ключевые слова: *Малый Кавказ, геохимия, U-Pb датирование, Лок-Гарабагская магматическая зона, габбро-тоналиты, геодинамика.*

E. A. SADIKHOV, N. V. SHATOVA (VSEGEI)

## U-Pb dating (SHRIMP II) and geodynamic condition of intrusions of the gabbro-tonalite complexes of the Lok-Karabakh, Lesser Caucasus (Azerbaijan)

Lok-Karabakh tectonomagmatic zone is one of major structures in the Lesser Caucasus. It represents a complex fold-block structure composed of an echelon anticlinal and synclinal structures. In plan view, the system forms a northward convex arc 350–400 km long and 30–40 km wide. In the northwest, among the Mesozoic volcanic rocks, pre-Alpine basement rocks are outcropping. Was studied geochemical and petrographic composition of the next intrusions, Gabahtepe, Novogorevolka, Barum of the gabbro-tonalite complex and was made the first isotopic U-Pb (SHRIMP II) radiometric age. The complex formed in the volcanic island-arc system in hypabyssal conditions, source rock was oceanic basalts with the next continental contamination. Radiometric age based on dating zircons is 145–157 Ma (Oxford-Kimmeridgian).

Keywords: *Lesser Caucasus, geochemistry, U-Pb age, Lok-Karabakh tectonomagmatic zone, gabbro-tonalite, geodynamic.*

**Введение.** Лок-Гарабагская тектоно-магматическая зона (рис. 1) – одна из основных структур Малого Кавказа – сложнопостроенное складчато-блоковое сооружение, состоящее из кулисообразно расположенных антиклинальных и синклиналиных структур [3]. В плане система образует выгнутую на север дугу протяженностью 350–400 км при ширине 30–40 км. На северо-западе дуги среди вулканических пород мезозоя выступают доальпийские породы фундамента. В строении зоны участвуют в основном разновозрастные вулканогенные и плутонические образования, объединенные в ряд вулканогенных и комагматичных им плутонических комплексов [5].

В габбро-тоналитовый комплекс на Малом Кавказе объединены интрузивы **Гедебег, Дашбулаг, Габахтепе, Барум, Мехман, Мвроваг, Новогореловка и др.** (рис. 2). Это относительно небольшие (до 60 км<sup>2</sup>) моно- и двухфазные интрузивы. По геофизическим данным, интрузивные тела в гравитационном поле характеризуются отрицательными аномалиями, в результате чего над близко расположенными интрузивами наблюдается широкая площадная

аномалия, позволяющая считать отдельные их выходы частями единого, плохо обнаженного крупного плутона. Таковы Габахтепинский и Дашбулагский массивы, группа интрузивов в левобережье Дзегамчай и некоторые другие. В ряде случаев аномалии позволяют расширить поля развития габброидов на глубине (Гедебегский интрузив) [1].

Все выходы интрузивов размещаются в приосевых частях антиклиналей, осложненных региональными разломами. Морфология тел большинства интрузивов штокообразная. Интрузивы прорывают вулканогенные и осадочные породы средней и верхней юры, оказывая на них контактово-метаморфическое воздействие. Наиболее сильно изменения проявлены в ореоле Гедебегского интрузива, где вмещающие базальты и андезиты ороговикованы, а карбонатные породы скарированы. Ранняя фаза интрузивов (Гедебег, Чанахчичай) образована габброидами (габбро, габбродиориты), а вторая диоритами с переходами в кварцевые диориты. Монофазные массивы сложены тоналитами (Мехманский, Мвровагский), кварцевыми диоритами (Габахтепе, Дашбулаг, Баян), реже гранодиоритами

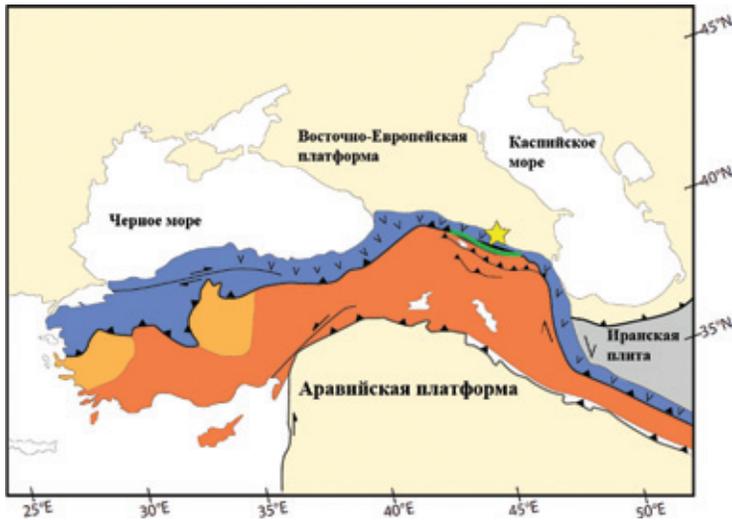


Рис. 1. Схема тектонического районирования Малого Кавказа (переведена на русский) [11]

1 – платформы; 2 – Иранская плита; 3 – активная окраина (Лок-Гарабагская вулканическая дуга); 4 – Анатолиды-Тавриды и Армянский блок; 5 – выходы кристаллического фундамента докембрия–кембрия; 6 – Севано-Акеринская офиолитовая зона; 7 – сдвиговые нарушения; 8 – надвиги; 9 – район работ

(Барумский) с незначительными фаціальными отклонениями в эндоконтактах. Площадь габброидов не превышает 12–20 % от общей площади пород габбро-тоналитового комплекса. Сопряженные с интрузивами дайки сложены долеритами. Пегматиты и аплиты редки и маломощны.

Мезозойские магматические образования Малого Кавказа хорошо изучены и освещены в многочисленных работах А. Ш. Азизбекова, Р. Н. Абдуллаева, Г. И. Керимова, М. А. Кашкая, а также В. И. Алиева, Р. Б. Керимова, И. А. Алиева, Ф. А. Ахундова, Ф. Г. Аскерова, Ю. В. Карякина, А. Д. Керимова, М. Н. Мамедова, Р. К. Гасанова, Г. В. Мустафаева, М. А. Мустафаева, Э. Ш. Шихалибейли, А. С. Остроумовой, Е. И. Потаповой, М. И. Рустамовым, Р. А. Самедовой, А. Д. Исмаил-Заде, С. Д. Соколовой, Х. И. Шафиева и др. [2]. Однако для пород этих интрузивов не проведено всесторонних геохимических и изотопных исследований. Отсутствуют также обоснованные представления о возрасте интрузивов, так как последние датировки были проведены в конце 80-х годов К-Аг методом [6].

В ходе полевых работ авторами исследованы интрузивы **Дашбулаг, Габахтепе, Новогореловка, Барум** и собран каменный материал. Изучено 55 прозрачно-полированных шлифов (ППШ), характеризующих основные разновидности пород габбро-тоналитового комплекса. Для всех 55 образцов в ЦАЛ ВСЕГЕИ осуществлены дробление и истирание проб, приближенно-количественный

спектральный анализ (ПКСА) 30 элементов: Au – методом атомной абсорбции (АА) – методом вскрытия царской водкой; Hg – методом холодного пара (ААА); As, Sb, U, Th, Ta, Hf, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb и редкие земли – методом ICP MS (метод индуктивно-связанной плазмы), петрогенные компоненты SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, п.п.п. – методом рентгеноспектрального анализа (РСА). В ЦИИ ВСЕГЕИ изучено 11 образцов пород габбро-тоналитового комплекса методом локального U-Pb изотопного датирования по цирконам.

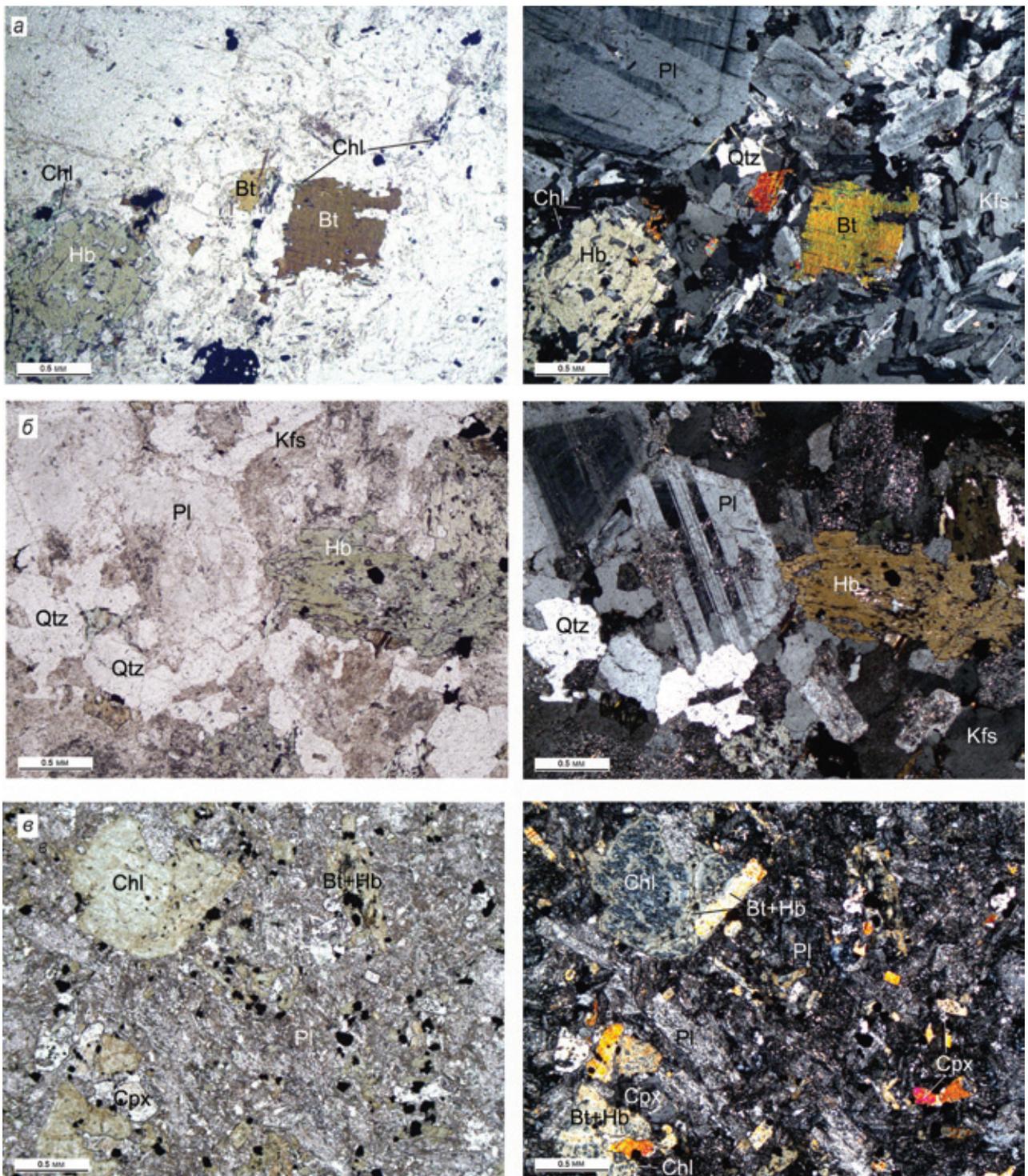
**Петрографическая характеристика пород комплекса.** Габброиды (габбро, габбродиориты, нориты) среднезернистые, почти черные породы с гипидиоморфной структурой, состоящие из плагиоклаза, пироксенов, в небольших количествах биотита, роговой обманки, оливина, в основном распространены в I фазе массива Гедебег (рис. 3, в).

Плагиоклазы (50–85 %) – от лабрадора до битовнита, иногда до андезина. По составу и морфологии кристаллов можно выделить раннюю, более основную генерацию (лабрадор-битовнит), и позднюю, представленную в основном лабрадором. Для них характерны карлсбадские двойники. Кристаллы плагиоклаза образуют широкотаблитчатые зерна размером 5–10 мм; в зональных кристаллах ядро образовано лабрадор-битовнитом (An 65–85), а периферия андезин-лабрадором (An 45–56). Зональность прямая, прерывистая, с широкими



Рис. 2. Геологическая схема Лок-Гарабагской тектоно-магматической зоны [8]

1 – плагиограниты J<sub>2</sub>b py; 2 – габбро-тоналиты J<sub>3</sub>–K<sub>1</sub> vδ; 3 – габбро-граниты J<sub>3</sub>–K<sub>1</sub> γv; 4 – базальты-риолиты J<sub>2</sub>b; 5 – базальты-риолиты J<sub>2</sub>bt; 6 – базальты-дациты J<sub>3</sub>; 7 – известняки J<sub>3</sub>; 8 – базальт-дацит-риолиты K<sub>2</sub>; 9 – известняки K<sub>2</sub>; 10 – разрывные нарушения; 11 – геологические границы



**Рис. 3. Микрофотографии шлифов в проходящем свете и с включенным анализатором**

*a* – средне-крупнозернистый кварцевый диорит-гранодиорит-порфир с участками пойкилобластической структуры. Во вкрапленниках содержится зональный плагиоклаз-андезин Pl, в основной массе олигоклаз и альбит, который образует кварц-альбитовые гнезда. Вкрапленники также представлены идиоморфными зернами биотита с сильным плеохроизмом, которые замещаются хлоритом Chl и роговой обманкой Hb (шлиф 23, слева николи II, справа николи+); *б* – средне-крупнозернистый кварцевый диорит. Характеризуется гипидиоморфной и участками монцитонитовой структурами. Зерна плагиоклаза – андезина и олигоклаза Pl «плавают» в крупных кристаллах пелитизированного калиевого полевого шпата Kfs, роговая обманка Hb и биотит Bt составляют вместе 15 %, роговая обманка образует крупные удлиненные призматические кристаллы (шлиф 6, слева николи II, справа николи+); *в* – средне-мелкозернистый диорит-габбродиорит с диоритовой структурой породы, представленной тесно расположенными, по-разному ориентированными сильно серититизированными кристаллами плагиоклаза Pl с мелкокристаллическими выделениями клинопироксена, авгита Crx в интерстициях между ними. По зернам биотита Bt, часто приуроченного к роговой обманке Hb, развивается хлорит Chl (шлиф 16, слева николи II, справа николи+)

зонами, содержащими в ряде случаев реликты пироксена, амфибола или магнетита, захваченные при нарастании более кислого плагиоклаза на ядро.

Пироксены (15–30 %) – ромбические и моноклинные, обладают различной степенью идиоморфизма. Ромбические пироксены (10 %) гиперстен-энстатитового ряда, размером 0,3–0,5 мм, относительно идиоморфны. Форма кристаллов призматическая, вытянутая по [001], и короткопризматическая; отмечается отдельность по пинакоиду; бесцветен или слегка окрашен, с плеохроизмом по  $N_p$  розового,  $N_m$  желтого,  $N_g$  бледно-зеленоватого цветов; оптически отрицателен, слабодвупреломляющий. Замещается вторичными минералами – серпентином, тальком, хлоритом, карбонатом.

Моноклинные пироксены авгит-диопсидового ряда (20 %) образуют зерна размером от 0,5 до 2 мм, призмы с четырехугольными поперечными сечениями; бесцветны, иногда слабозеленоватые, практически не плеохроируют. Зерна в различной степени изменены: по трещинам и периферии биотитизированы, хлоритизированы, часто развивается эпидот.

Амфибол (5–10 %) – обыкновенная роговая обманка: длинные призмы с характерными поперечными сечениями; цвет коричневый, иногда с зеленым оттенком, положительное удлинение.

Акцессорные минералы габброидов представлены магнетитом, ильменитом, апатитом.

*Диориты, кварцевые диориты* – мелко-среднезернистые породы с гипидиоморфной структурой, сложенные главным образом плагиоклазами, роговой обманкой, биотитом, кварцем; иногда присутствуют пироксен и калиевый полевой шпат. Плагиоклаз (50–65 %) – андезин, часто с зональным строением, ядро соответствует лабрадору ( $An$  52-60), промежуточная часть андезину ( $An$  40-45),

а периферия олигоклазу ( $An$  24-30). Основная масса породы образована андезином и кварцем (рис. 3, б).

Кварц (10–15 %) образует ксеноморфные зерна, меняется только по количеству и закономерно заполняет свободное пространство между зернами плагиоклаза.

Амфибол (5–20 %) – обыкновенная роговая обманка в виде удлиненных призм. Биотит (5–20 %) образует таблички 1–3 мм с характерной спайностью, плеохроизм от светлого до темно-зеленого; вторичный биотит развивается по амфиболам и трещинам, имеет бурую окраску. В породах в небольшом количестве (1–5 %) присутствует калиево-натриевый полевой шпат в виде ксеноморфных зерен. Акцессорные минералы – магнетит, ильменит, апатит, циркон, титанит; в небольших количествах и спорадически установлены также эпидот, ортит, турмалин, флюорит, монацит, молибденит и др. Отмечаются взаимные фациальные переходы к тоналитам и гранодиоритам. Тоналиты – серые, светло-серые, зеленовато-серые, средне- и крупнозернистые. Средний плагиоклаз (40–60 %) состава  $An$  30-55, часто зональный, кварц 20–30, роговая обманка и биотит 15–25 %. Калиево-натриевый полевой шпат второстепенный (0–5 %).

*Гранодиориты* – серые, розовато-серые, средне-крупнозернистые, порфирированные породы. В составе пород преобладает олигоклаз-андезин ( $An$  20-55), слагающий 30–40 % объема породы. В его зональных зернах внутренние зоны отвечают андезину ( $An$  40-55), а внешние олигоклазу и альбит-олигоклазу. В подчиненных количествах присутствуют кварц, калиево-натриевый полевой шпат (10–25 %) и феррические минералы – роговая обманка и биотит (5–15 %). Темноцветные минералы часто замещаются хлоритом, эпидотом.

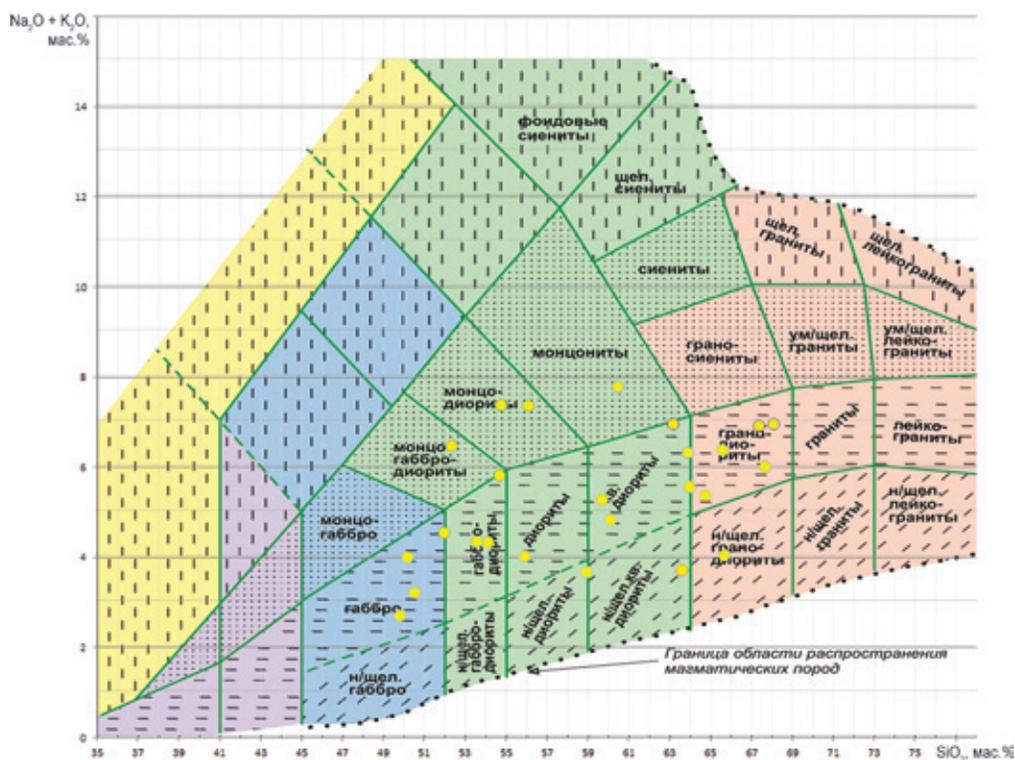


Рис. 4. TAS-диаграмма для плутонических пород

Желтые кружки – магматические породы габбро-тоналитового комплекса

Гранодиориты обычно гипидиоморфнозернистые с отчетливым идиоморфизмом зерен плагиоклаза и ксеноморфным кварцем (рис. 3, а).

Следует также отметить, что породы в большинстве случаев подвержены вторичным изменениям – пропилитизации, березитизации.

Согласно классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  [7], породы габбро-тоналитового комплекса относятся как к нормальному, так и к умеренно-щелочному петрохимическому ряду. Кремнекислотность пород в основном 46 до 68 %  $\text{SiO}_2$  с максимальной группировкой составов в интервале 52–68 %  $\text{SiO}_2$  (рис. 4) По мере увеличения содержания кремнекислоты увеличивается сумма щелочей, уменьшается  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , сумма железа 11,5–6,65 %. По отношению  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  габброиды, диориты и кварцевые диориты относятся к натриевой (4,6–7,9), гранодиориты к калиево-натриевой серии (1,7–3,74). Повсеместное преобладание Na над K есть особенность магматического проявления для данного комплекса и региона в целом. Коэффициент апаитности в породах 0,23–0,70. Все типы пород габбро-тоналитового комплекса имеют низкое содержание  $\text{TiO}_2$  (0,41–0,58 %) и занимают пограничную позицию между толеитовой и известково-щелочной сериями (рис. 5).

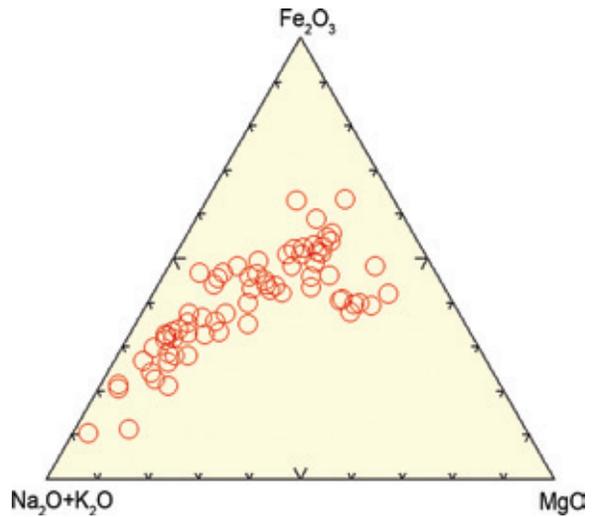


Рис. 5. AFM-диаграмма для интрузивных пород габбро-тоналитового комплекса

Красные кружки – магматические породы габбро-тоналитового комплекса

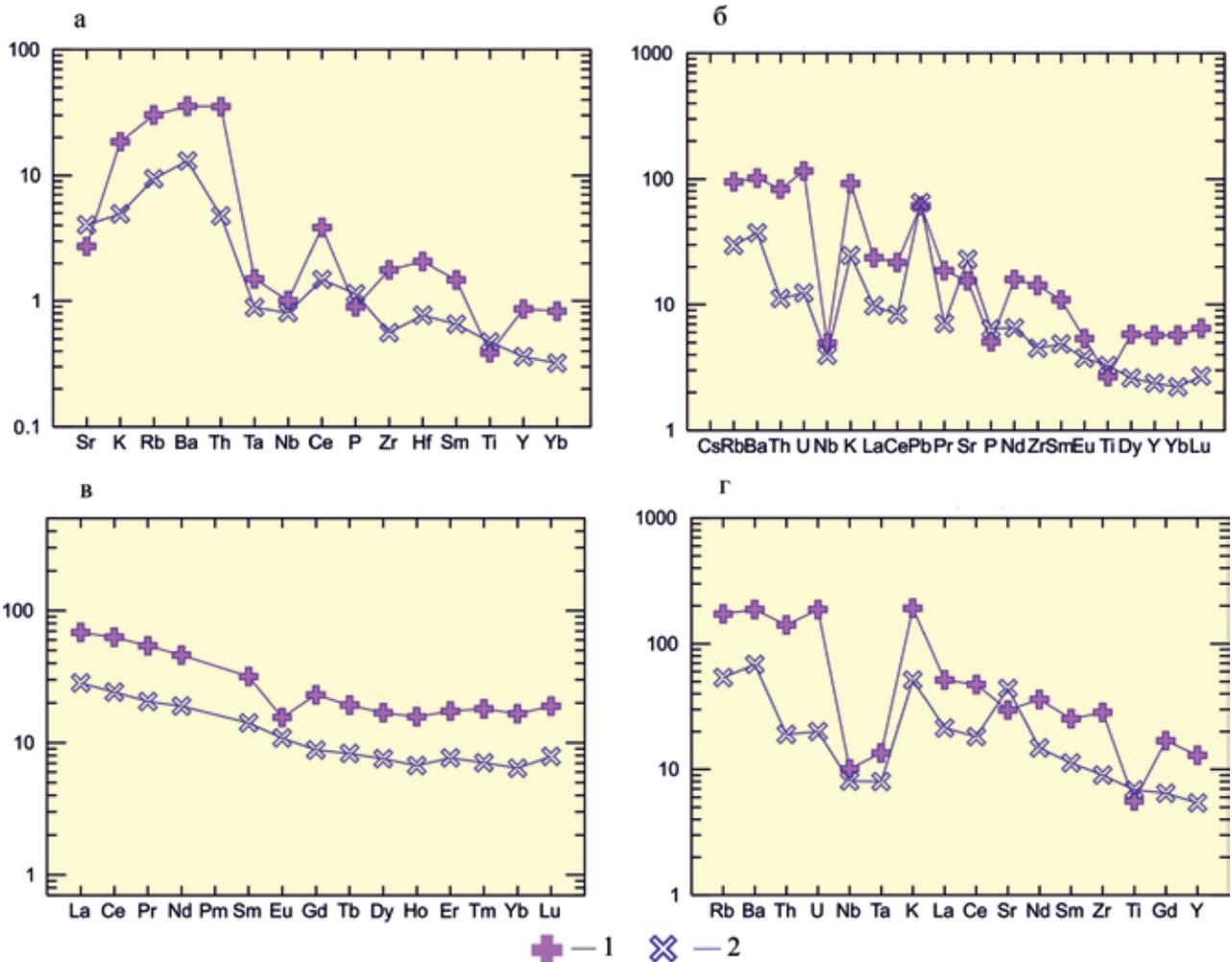


Рис. 6. Распределение редкоземельных элементов и спайдер-диаграммы магматических пород габбро-тоналитового комплекса, нормированных на: а – базальт N-MORB [9]; б – примитивную мантию [12]; в – хондрит [12]; г – хондрит [13] 1 – гранодиорит; 2 – габбродиорит

## Химический состав магматических пород габбро-тоналитового комплекса

Элементы	Габбро, по Г. В. Мустафаеву, n = 40	Диориты – габбродиориты, обр. № 12	Кварцевые диориты, обр. № 6	Тоналиты, по Г. В. Мустафаеву, n = 11	Гранодиорит, обр. № 23
SiO <sub>2</sub> , мас. %	50,21	52	64	64,75	63,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,48	18,10	15,60	15,86	17,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,36	8,53	5,47	4,38	5
MnO	0,10	0,15	0,066	0,05	0,13
MgO	6,45	3,72	2,78	2,81	1,72
CaO	9,21	7,90	4,81	3,51	4,05
Na <sub>2</sub> O	2,85	2,60	3,17	4,23	4,98
K <sub>2</sub> O	0,45	1,93	2,39	1,13	1,98
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,78	0,61	0,43	0,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,16	0,11	0,08	0,27
LOI	2,22	4,15	0,94	1,47	0,64
Итого	99,62	100	99,90	98,70	100
V, ppm	209,00	50	54	–	50
Cr	75,00	29,90	26,40	–	21,80
Co	33,00	24,50	20,80	–	6,32
Ni	84,00	21,40	11,30	–	2,40
Cu	223,00	143	21,40	–	13,60
Zn	89,00	71,10	28,40	–	45,50
Rb	–	44	60,40	–	39,30
Sr	–	344	326	–	436
Y	–	19,10	25,90	–	22,30
Zr	–	63,90	159	–	139
Nb	–	2,52	3,53	–	15,10
Mo	0,50	0,91	1,95	–	3,11
Ag	–	0,027	0,01	–	0,014
Sn	2,50	0,61	1,63	–	1,57
Sb	–	0,35	0,33	–	<0,10
Ba	–	330	710	–	310
La	7,40	9,91	16,20	–	23,50
Ce	21	20,70	38,50	–	49,10
Pr	–	2,66	5,14	–	5,68
Nd	–	12,40	21,5	–	24,50
Sm	2	3,19	4,85	–	4,63
Eu	1,20	0,90	0,90	–	1,24
Gd	–	2,87	4,73	–	4,48
Tb	0,57	0,47	0,72	–	0,60
Dy	–	3,05	4,28	–	4,10
Ho	–	0,65	0,89	–	0,81
Er	–	1,96	2,87	–	2,69
Tm	–	0,30	0,46	–	0,39
Yb	1,50	1,94	2,82	–	2,26
Lu	0,29	0,29	0,48	–	0,44
Hf	0,10	2,17	4,95	–	3,60
Ta	–	0,14	0,27	–	1,22
W	–	<0,50	0,59	–	0,51
Pb	7	5,92	4,33	–	5,16
Bi	–	<0,10	0,37	–	<0,10
Th	–	1,60	7,05	–	3,85
U	–	0,43	2,43	–	0,79
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	3,31	4,53	5,56	5,36	6,96
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	6,29	1,35	1,33	3,74	2,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO+MgO)	1,11	1,48	1,89	2,21	2,60
Σ REE	–	68,78	104,34	–	124,42
(La/Yb) <sub>n</sub>	3,54	3,66	4,12	–	7,46
Eu/Eu*	–	0,91	0,57	–	0,83

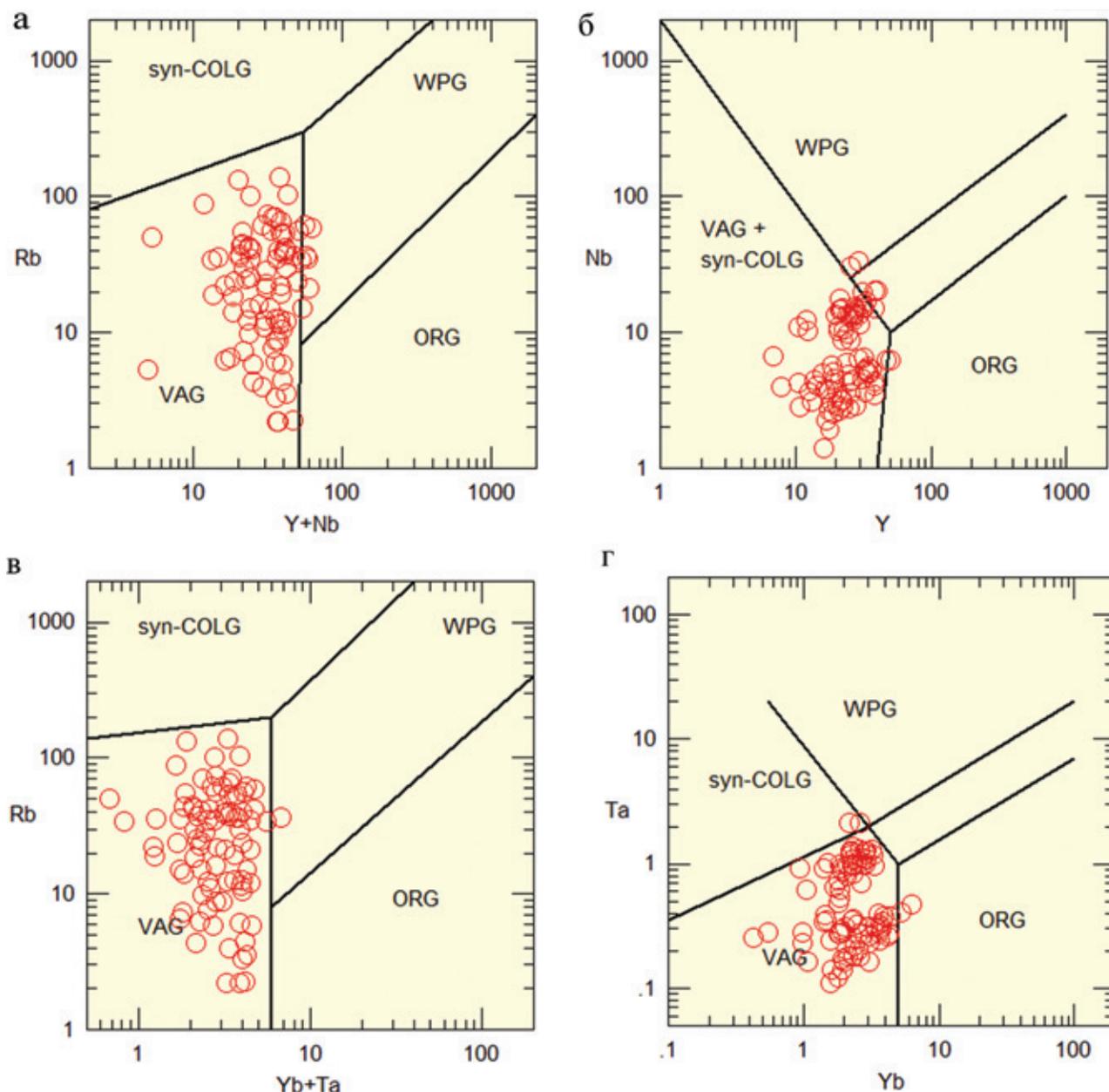


Рис. 7. Дискриминационные диаграммы Дж. Пирса

a – (Y+Nb) – Rb; б – Y–Nb; в – (Yb+Ta) – Rb; г – Yb–Ta, ppm.

ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, COLG – коллизионные граниты [10]. Цветом показаны магматические породы габбро-тоналитового комплекса

В кислых дифференциатах комплекса наблюдаются пониженные содержания кларков (W, Mo, Pb,) и элементов с относительно повышенными концентрациями Cu и Co (табл. 1), дифференцированные разности пород содержат в большом количестве K, Rb, Ba, Th, Zr. Отмечается также выраженная Ta-Nb отрицательная и положительная Pb аномалия, одновременное обеднение P, Eu, Ti, иногда для габбродиоритов отмечается положительная Sr аномалия (рис. 6).

Редкоземельные спектры габбро, диоритов, гранодиоритов, нормированные по хондриту C1, со средне- и слабодифференцированным спектром распределения, характеризуются небольшим повышенным содержанием легких элементов по отношению к тяжелым при равномерном, пологом графике редких земель. Габброиды имеют слабую

степень фракционирования и обеднены легкими редкими землями (рис. 6, в, г). Отличительной чертой габбро I фазы Гедебегского интрузива, по данным Г. В. Мустафаева, является положительная европиевая аномалия. График распределения элементов в диоритах отличается от таковых в гранодиоритах более сглаженным наклоном линии спектра, т. е. меньшей степенью дифференциации. Европиевая аномалия слабо выражена (0,65–0,82), связана с фракционированием плагиоклаза в расплаве. Гранодиориты Барумского интрузива и некоторые образцы кварцевых диоритов имеют спектры распределения, присущие кислым и средним породам с относительно высокой степенью дифференциации, с характерным обогащением легких редких земель и обеднением тяжелых и со слабой отрицательной европиевой аномалией.

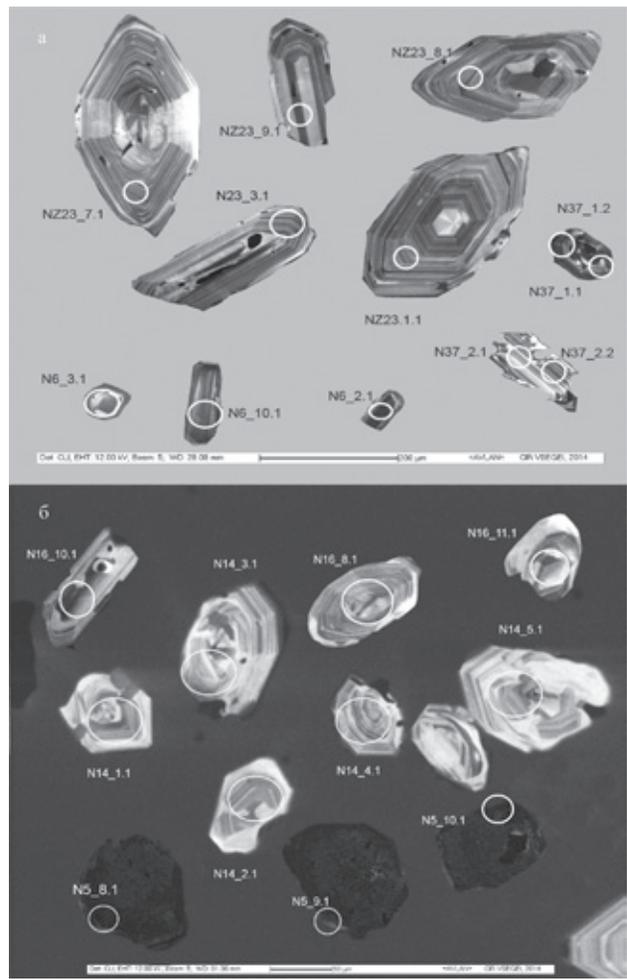
Второй тренд спектров распределения гранодиоритов Гедобегского интрузива имеет положительную европиевую аномалию, а также относительно обеднен легкими редкими землями по сравнению с гранодиоритами других массивов, наблюдается также относительное обогащение тяжелыми редкоземельными элементами [4]. В основном для пород габбро-тоналитового комплекса соотношение легких и тяжелых редких земель  $(La/Yb)_n$  от 1,2 для основных-средних разностей комплекса до 8,2 для кислых дифференциатов. Представленные тренды с общим четким отрицательным наклоном кривых, с обогащением крупноионными литофильными элементами (LILE – Pb, Ba, K, Sr, La), а также Th, U и относительным обеднением высокозарядными элементами (HFSE – Nb, Zr, Y, Ti, Yb), по-видимому, указывают на эволюцию формирования пород в разных условиях. Так, габброидные породы тяготеют к полю составов океанической коры (примерно соответствующей N-MORB), тогда как гранитоидные породы располагаются в полях островодужных базальтов, что говорит о повышении влияния континентально-корового компонента и флюидных процессов на состав исходных магм.

Нормированные графики распределения показывают, что эволюция от габбро через диориты к гранитоидам отмечается в виде небольших колебаний уровня содержания элементов с сохранением типа кривых: при этом слабая положительная европиевая аномалия постепенно сменяется столь же слабой отрицательной аномалией [4].

Для определения геодинамической позиции комплекса применен ряд дискриминационных диаграмм, которые основаны на содержаниях в породах как главных элементов, так и элементов-примесей. Наиболее широко известны и чаще применяются для геодинамической классификации гранитоидов диаграммы Дж. Пирса [12], использующие соотношения Rb-Y-Nb и Rb-Ta-Nb. Из всего набора элементов в гранитоидах наилучшими дискриминантами являются эти элементы. На диаграмме выделены поля гранитов океанических хребтов (ORG), внутриплитных гранитов (WPG), гранитов вулканических дуг (VAG) и коллизионных гранитов (COLG). В результате построения этих дискриминационных диаграмм установлено, что точки составов интрузивных пород плагиогранитового комплекса попадают в поле гранитов вулканических дуг (рис. 7). Таким образом, геодинамическую позицию рассматриваемого комплекса можно обозначить как островную дугу.

Может быть, влияние гибридности сильно исказило геохимический фон родоначальной магмы или же возможна более сложная тектоническая картина, например утоненное континентальное основание, что также объяснит и характер гибридности пород комплекса. Но учитывая непростую геохимическую природу комплекса, сложно однозначно говорить о его уверенной геодинамической позиции.

**Результаты изотопно-геохронологического изучения магматических пород габбро-тоналитового комплекса.** Отобрано 11 представительных образцов горных пород весом 2–4 кг каждый. В процессе изотопно-геохронологических исследований в ЦИИ ВСЕГЕИ методами U-Pb (локальные исследования на вторично-ионном микронде SIMS SHRIMP II) изучены габбро, диориты и гранодиориты.



**Рис. 8. Катодолуминесцентные изображения цирконов из габбро-тоналитового комплекса**

*а* – гранодиорит; *б* – кварцевый диорит

**U-Pb изотопная система.** Работы по определению радиологического возраста магматических пород комплекса выполнялись методом локального U-Pb изотопного датирования по аксессуарным цирконам. Изучены типоморфные кристаллы циркона – в однородных участках, свободных от включений и трещин из основных разностей пород комплекса. Однако из двух образцов габброидов ввиду небольшого веса и количества не получено презентабельных зерен цирконов.

Из пород plutonic комплекса проанализированы образцы 5, 6, 11, 12, 14, 16 (массив Габахтепе – диориты, кварцевые диориты), 19, 22, 23 (массив Барум – гранодиориты), 37 (массив Баян – кварцевые диориты-тоналиты). Проанализированные фракции цирконов весьма разнообразны и представлены желтоватыми, розовыми, коричневыми, серыми, рыжими, мутноватыми, прозрачными, полупрозрачными удлиненно-призматическими и обломками кристаллов размером 43–378 мкм. В катодолуминесцентном изображении зерна циркона имеют слабое свечение, серые, темные до черных, местами с яркими каймами обрастания, со следами тонкой зональности, иногда зерна имеют секториальную зональность, пористую структуру. В отдельных зернах наблюдаются следы перекристаллизации. В целом зерна цирконов из гранодиоритов имеют хорошую

**Результаты изучения U-Pb изотопной системы аксессуарных цирконов  
из магматических пород габбро-тоналитового комплекса**

Образец, номер, точка	<sup>206</sup> Pb, %	U, ppm	Th, ppm	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*, ppm	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U, возраст
<i>Массив Габахтене</i>						
N5.4.1	1,44	4146	1148	0,29	101	177,5 ±1,9
N5.7.1	6,19	5720	2035	0,37	152	184,4 ±2
N5.5.1	1,09	3931	640	0,17	99,4	184,9 ±1,9
N5.1.1	0,00	7391	1469	0,21	187	187,4 ±2,2
N5.2.1	1,53	6081	1342	0,23	161	192,2 ±2,4
N5.9.1	0,78	8873	2361	0,27	237	195,7 ±2
N5.3.1	1,16	9025	3521	0,40	249	201,5 ±2,7
N5.10.1	2,04	8590	2724	0,33	245	206,0 ±2,8
N5.6.1	0,84	17 928	5694	0,33	530	216,2 ±2,9
N5.8.1	3,63	10 895	3027	0,29	355	231,6 ±4,9
N6_1.1	1,40	147	133	0,93	3,13	155,4 ±3,2
N6_2.1	1,06	767	956	1,29	17,2	163,8 ±1,8
N6_3.1	0,00	165	132	0,83	3,44	154,5 ±2,4
N6_4.1	1,46	326	180	0,57	6,85	153,8 ±2,3
N6_5.1	0,49	445	336	0,78	9,88	163,7 ±2
N6_6.1	0,73	669	552	0,85	14,3	157,7 ±1,8
N6_7.1	0,76	405	307	0,78	8,64	157,0 ±2
N6_8.1	0,87	401	419	1,08	8,58	157,2 ±2,1
N6_9.1	0,75	310	272	0,91	6,71	159,0 ±2,4
N6_10.1	0,00	548	463	0,87	11,9	161,3 ±1,9
N11_5.1	0,64	454	305	0,69	9,24	149,9 ±1,8
N11_2.1	17,16	420	147	0,36	10,7	156,2 ±5,7
N11_8.1	0,00	878	1675	1,97	19,2	162,0 ±1,5
N11_6.1	4,27	1656	3156	1,97	39,6	169,4 ±2
N11_1.1	5,63	2668	6501	2,52	65,3	170,9 ±2,2
N11_9.1	0,75	2818	5554	2,04	66,5	173,3 ±1,5
N11_10.1	2,43	1380	2556	1,91	33,2	173,5 ±2,2
N11_7.1	0,47	2670	5729	2,22	63,3	174,6 ±1,8
N11_3.1	1,26	2663	6063	2,35	64,9	178,0 ±2
N11_4.1	1,58	3892	4386	1,16	98,9	185,0 ±1,9
N12_12.2	0,00	1501	2465	1,70	33,2	163,8 ±1,3
N12_3.1	0,10	1560	4015	2,66	34,7	164,6 ±1,5
N12_7.1	0,04	2036	4359	2,21	45,4	164,9 ±1,2
N12_12.1	0,13	1179	2104	1,84	26,5	166,3 ±1,6
N12_11.1	0,17	2939	8118	2,85	66,2	166,5 ±1,3
N12_12.3	0,17	1506	2686	1,84	34	167,0 ±1,5
N12_9.1	0,39	1485	3918	2,73	33,7	167,4 ±1,6
N12_1.1	0,47	1702	3768	2,29	38,8	168,1 ±1,6
N12_8.1	0,26	2572	5680	2,28	58,9	169,1 ±1,4
N12_6.1	0,51	1287	3555	2,85	29,6	169,6 ±1,6
<i>Массив Барум</i>						
N23.1.1	0,04	229	94	0,42	4,62	149,3 ±1,7
N23.2.1	0,76	171	98	0,60	3,44	148,4 ±2
N23.3.1	0,94	179	99	0,57	3,71	152,5 ±2,1
N23.4.1	2,20	98	61	0,64	1,96	145,4 ±3,1
N23.5.1	1,39	135	64	0,49	2,67	144,5 ±2,8
N23.6.1	0,79	259	203	0,81	5,16	146,9 ±2,2
N23.7.1	1,34	177	100	0,58	3,6	148,5 ±2,2
N23.8.1	0,59	183	113	0,64	3,62	145,7 ±2,1
N23.9.1	1,42	171	79	0,48	3,51	149,8 ±2,3
N23.10.1	0,00	182	117	0,66	3,75	153,2 ±2,2
<i>Массив Баян</i>						
N37_1.1	1,7	728	380	0,54	20,авг	206,9 ±3
N37_1.2	5,49	1107	774	0,72	33,9	213,3 ±3,4
N37_2.1	28,37	6	0	0,02	0,326	283 ±57
N37_2.2	12,92	7	0	0,02	0,395	373 ±35

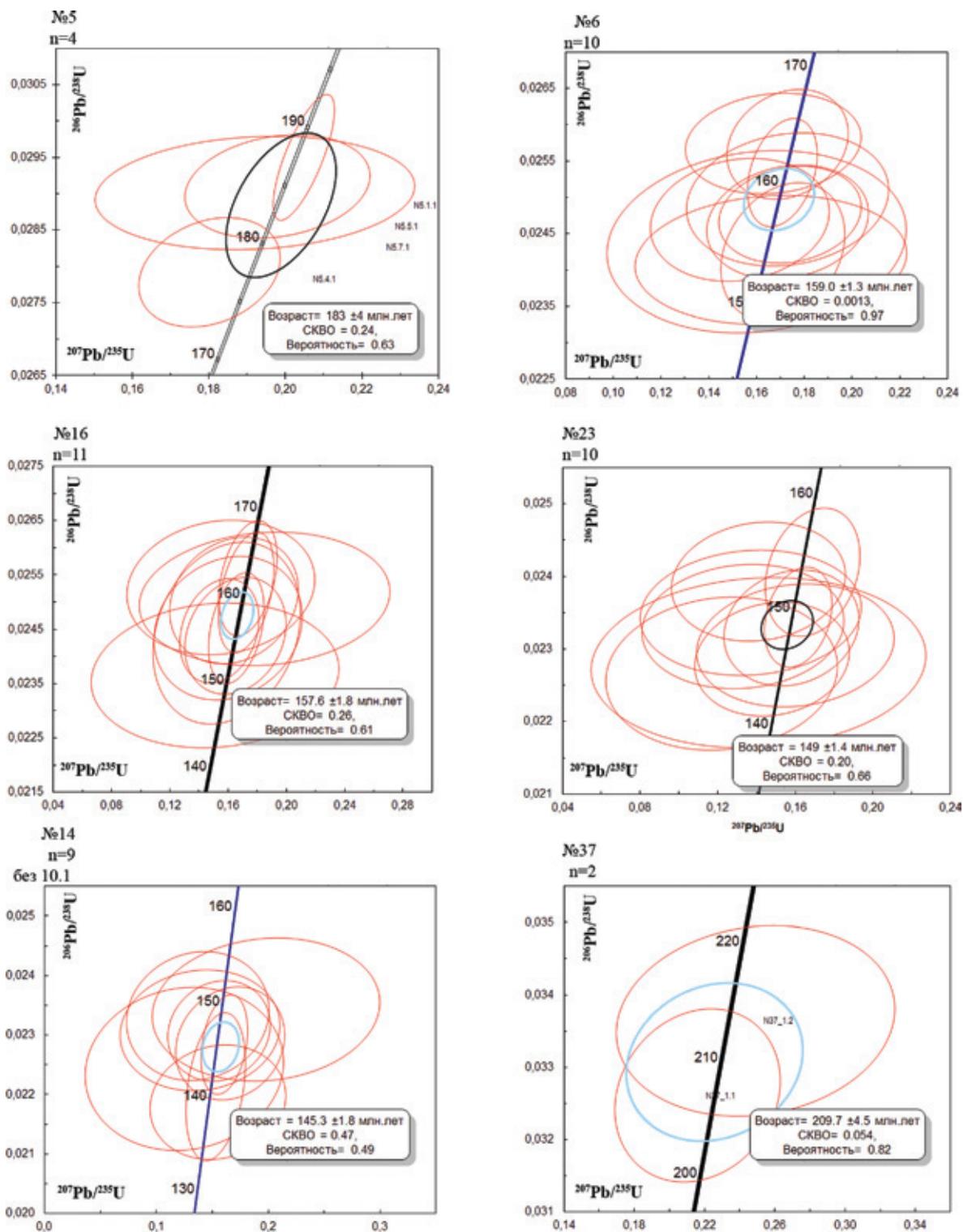


Рис. 9. Примеры диаграмм  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  [15] –  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  [14] для цирконов из магматических пород габбро-тоналитового комплекса

5 – аплитовая дайка; 6 – кварцевый диорит; 14 – диорит; 16 – диорит – габбродиорит; 23 – гранодиорит; 37 – кварцевый диорит; n – количество точек датирования; SKBO – среднеквадратичное отклонение для конкордантности

магматическую зональность, высокий идиоморфизм и размеры от 150 мкм (рис. 8, а), тогда как зерна диоритов, кварцевых диоритов из Дашбулагского массива в среднем 60 мкм (рис. 8, б). Цирконы геохимически различаются по содержанию урана (табл. 2). Так, для Барумского массива  $U = 180$  ppm,  $Th/U = 0,59$  и конкордатный возраст 149–151 млн лет, а более высокие содержания для пород массива Дашбулаг  $U =$  от 200–400 и  $Th/U = 0,69$ – $0,89$ , конкордатный возраст 145–183 млн лет. Обращают на себя внимание цирконы из обр. 5, мелко-среднезернистая аплитовидная дайка представляет собой темно-серые, почти черные зерна размером 40–50 мкм с неоднородной центральной частью, имеют сверхповышенное содержание  $U = 8258$ ,  $Th/U = 0,29$  и конкордантный возраст 183 млн лет (рис. 9). Следует обратить внимание: в работе [16] показано, что при измерениях на SIMS в цирконах крайне высокие концентрации урана, более 2500 ppm, возникает «U-Pb матричный эффект», который приводит к значительному разбросу U/Pb изотопных отношений и, как правило, удревнению  $^{206}Pb/^{238}U$  возрастов. Так что возрасты проб, полученные по датированию темных высокоурановых цирконов, возможно, завышены из-за «матричного эффекта». Данные возрасты не имеют геологического обоснования, так как дайковое тело не может быть древнее массива, которое она прорывает, а также высокое содержание урана в образцах 11 и 12 ( $U = 2309$ ,  $Th/U = 2,17$ , возраст 173 млн лет и  $U = 1823$ ,  $Th/U = 2,35$  и возраст 167 млн лет). Цирконы из этих образцов подверглись перекристаллизации, возможен вынос урана. Обр. 37 (кварцевый диорит-тоналит) представлен только одним цирконом с конкордантным возрастом 209 млн лет,  $U = 918$ ,  $Th/U = 0,63$ , что статистически неоправданно. Таким образом, возраст становления массива может быть от 145 до 157 млн лет.

**Обсуждение результатов.** Мезозойский габбро-тоналитовый комплекс по петрохимическим и геохимическим параметрам, характеру дифференциации и спектрам распределения редкоземельных элементов с очень слабым ходом дифференциации для основных членов и относительно проявленным ходом для кислых членов позволяет сделать вывод о том, что источником магматического плавления был близкий по составу к деплетированным базальтам океанической коры субстрат с надсубдукционной зоной магнообразования с последующей контаминацией вещества континентальной коры. Смешанная геохимическая картина габбро-тоналитового комплекса с участием тренда корового и мантийного источника указывает на неоднозначность трактовки условий формирования массивов, однако в целом можно утверждать, что комплекс образован в условиях островной дуги. К сожалению, из-за недостатка изотопного материала невозможно уверенно подтвердить возраст габброидов. После интерпретации радиологического возраста можно сделать вывод о том, что возраст становления комплекса 145–157 млн лет, что позволяет относить верхний предел формирования комплекса к верхнеюрскому периоду оксфорд-киммериджского яруса.

1. Абдуллаев Р.Н., Мустафаев Г.В., Мустафаев М.А. и др. Мезозойские магматические формации Малого Кавказа и связанное с ними эндогенное оруденение / ред. Э.Ш. Шихалибеги. — Баку: Элм, 1988. — 160 с.
2. Геология Азербайджана. Т. III: Магматизм / ред. В.Е. Хаин, Ак. Ализаде. — Баку: Институт геологии НАНА, Nafta-Press, 2001. — 434 с.
3. Геология Азербайджана. Т. IV: Тектоника / ред. Ак. Ализаде. — Баку: Nafta-Press, 2005. — 506 с.
4. Мустафаев Г.В. Мезозойские гранитоиды Азербайджана и особенности их металлогении. — Баку: Элм, 1977. — 234 с.
5. Мустафаев М.А. Мезозойский вулканизм Азербайджана и палеогеодинамические обстановки его формирования // Известия АН Азербайджана. Сер. Науки о Земле. 2000. № 1. — С. 27–33.
6. Мустафаев М.А., Багирбекова О.Д., Алиев И.А. Новые данные о возрасте кислых вулканитов Малого Кавказа // Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования: Тезисы докл. Всесоюз. совещ. — Киев: Наукова думка, 1982. — С. 67–68.
7. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. — 200 с.
8. Садыхов Э.А., Шатова Н.В. Геохимические характеристики и изотопное U-Pb датирование пород плагиогранитового комплекса Лок-Гарабахской зоны Малого Кавказа // Регион. геология и металлогения. 2016. № 66. — С. 67–74.
9. Pearce J. A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / Eds.: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry // Continental basalts and mantle xenoliths. — Cambridge, Massachusetts: Shiva Publications. — P. 230–249.
10. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. — P. 956–983.
11. Rolland Y., Galoyan G., Sosson M., Melkonian R., Avagyan A. The Armenian ophiolite: insights for Jurassic back-arc formation, Lower Cretaceous hot spot magmatism and Upper Cretaceous obduction over the South Armenian Block // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2010. Vol. 340. — P. 353–382.
12. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1989. No 42. — P. 313–345.
13. Sun S.S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs // Philosophic Transactions of the Royal Society. 1980. A297. — P. 409–425.
14. Tera F., Wasserburg G.J. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks // Earth Planet. Sci. Lett. Vol. 14. 1972. — P. 281–304.
15. Wetherill G.W. Discordant uranium lead ages I // Transactions of the Amer. Geophys. Union 37. 1956. — P. 320–326.
16. Williams I.S., Hergt J.M. U-Pb dating of Tasmanian dolerites: a cautionary tale of SHRIMP analysis of high-U zircon / Eds.: J.D. Woodhead, J.M. Hergt, W.P. Noble // Beyond 2000: New frontiers in isotope geoscience. Lorne: Abstract and Proceedings; University of Melbourne, Australia. 2000. — P. 185–188.

1. Abdullaev R.N., Mustafaev G.V., Mustafaev M.A. et al. Mezozoykie magmaticheskie formatsii Malogo Kavkaza i svyazannoe s nimi endogennoe orudenenie [Mesozoic magmatic formations of the Lesser Caucasus and related endogenous mineralization]. Ed. by E.Sh. Shikhalibeyli. Baku: Elm. 1988. 160 p.
2. Geologiya Azerbaydzhana. T. III: Magmatizm [Geology of Azerbaijan. Vol. III: Magmatism]. Ed. by V.E. Khaing, Ak. Alizade. Baku: Institut geologii NANA. Nafta-Press. 2001. 434 p.

3. Geologiya Azerbaydzhana. T. IV: Tektonika [Geology of Azerbaijan. Vol. IV: Tectonic] Ed. by Ak. Alizade. Baku: Nafta-Press. 2005. 506 p.
4. Mustafaeв G.V. Mezozoyskie granitoidy Azerbaydzhana i osobennosti ikh metallogenii [Mesozoic granitoids of Azerbaijan and their metallogeny features]. Baku: Elm. 1977. 234 p.
5. Mustafaeв M.A. Mesozoic volcanic paleogeodinamicheskie Azerbaijan and the situation of its formation. *Izvestiya AN Azerbaydzhana. Ser. Nauki o Zemle*. 2000. No 1, pp. 27–33. (In Russian).
6. Mustafaeв M.A., Bagirbekova O.D., Aliev I.A. New data on the age of felsic volcanic rocks from the Lesser Caucasus. *Issues of isotopic dating of volcanism and sedimentation: Abstr. All-Union Conf.* Kiev: Naukova Dumka. 1982. Pp. 67–68. (In Russian).
7. Petrograficheskiy kodeks Rossii. Magmaticheskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, impaktnye obrazovaniya [Petrographic Code of Russia. Igneous, metamorphic, metasomatic, impact formations]. St. Petersburg: VSEGEI Press. 2009. 200 p.
8. Sadikhov E.A., Shatova N.V. Geochemical characteristics and isotopic U-Pb dating of plagiogranite plutonic complex rocks from the Lok-Garabakh zone of the Lesser Caucasus (Azerbaijan). *Region. geologiya i metallogeniya*. 2016. No 66, pp. 67–74. (In Russian).
9. Pearce, J.A. 1983: Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. (eds.): *Continental basalts and mantle xenoliths*, 230–249. Cambridge, Massachusetts: Shiva Publications.
10. Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. 1984: Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol*, vol. 25. 956–983.
11. Rolland, Y., Galoyan, G., Sosson, M., Melkonian, R., Avagyan, A. 2010: The Armenian ophiolite: insights for Jurassic back-arc formation, Lower Cretaceous hot spot magmatism and Upper Cretaceous obduction over the South Armenian Block. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, vol. 340, 353–382.
12. Sun, S., McDonough, W.F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 42. 313–345.
13. Sun, S.S. 1980: Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophic Transactions of the Royal Society. A297*. 409–425.
14. Tera, F., Wasserburg, G.J. 1972: U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 14. 281–304.
15. Wetherill, G.W. 1956: Discordant uranium lead ages I. *Transactions of the Amer. Geophys. Union* 37. 320–326.
16. Williams, I.S., Hergt, J.M. 2000: U-Pb dating of Tasmanian dolerites: a cautionary tale of SHRIMP analysis of high-U zircon. In Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Noble, W.P. (eds.): *Beyond 2000: New Frontiers in Isotope Geoscience. Lorne: Abstract and Proceedings; University of Melbourne, Australia*. 185–188.

---

Садыхов Эмин Али оглы – науч. сотрудник, ВСЕГЕИ <sup>1</sup>. <sadikov.emin@gmail.ru>

Шатова Надежда Витальевна – науч. сотрудник, ВСЕГЕИ <sup>1</sup>. <Nadezhda\_Shatova@vsegei.ru>

Sadikhov Ehmin Ali ogly – Researcher, VSEGEI <sup>1</sup>. <sadikov.emin@gmail.ru>

Shatova Nadezhda Vital'evna – Researcher, VSEGEI <sup>1</sup>. <Nadezhda\_Shatova@vsegei.ru>

<sup>1</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.