

УДК 550.42

## ГЕОХРОНОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАЙОНА ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕЖДАНИНСКОЕ (ЯКУТИЯ, РОССИЯ): U-Pb, Rb-Sr И Sm-Nd-ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

© 2012 г. И. В. Чернышев\*, А. Г. Бахарев\*\*, Н. С. Бортников\*, Ю. В. Гольцман\*,  
А. Б. Котов\*\*\*, Г. Н. Гамянин\*, А. В. Чугаев\*, Е. Б. Сальникова\*\*\*, Э. Д. Баирова\*

\* *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН  
119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35*

\*\* *Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН  
677007, Якутск, просп. Ленина, 39*

\*\*\* *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН  
199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2*

Поступила в редакцию 18.01.2012 г.

Интрузивные породы, которые ассоциируют с крупным золоторудным месторождением Нежданинское ( $Au > 470$  т), залегающим в пермских терригенных углеродистых толщах, датированы по циркону и породообразующим минералам соответственно с помощью прецизионного U-Pb (ID-TIMS)-метода и Rb-Sr-метода. Лампрофиры дайкового комплекса, распространенные как в пределах рудного поля, так и связанные пространственно с золоторудной минерализацией, показывают согласующиеся конкордантные значения U-Pb-возраста по циркону ( $121 \pm 1$  млн. лет) и Rb-Sr-возраста по минеральной изохроне ( $121.0 \pm 2.8$  млн. лет). По гранодиоритам, представляющим доминирующую фацию пород Курумского массива, получена конкордантная U-Pb-датировка по циркону  $94 \pm 1$  млн. лет, в то время как значения возраста, рассчитанные для различных типов пород массива по минеральным Rb-Sr-изохронам, оказываются на 1–4 млн. лет моложе. Это различие U-Pb- и Rb-Sr-датировок связано с длительным остыванием Курумского массива и более поздним закрытием Rb-Sr-системы биотита ( $300\text{--}350^\circ\text{C}$ ) и других породообразующих минералов по сравнению с U-Pb-системой циркона (около  $900^\circ\text{C}$ ). Rb-Sr-датировка кварцевых диоритов Гельдинской группы штоков ( $92.6 \pm 0.8$  млн. лет) в пределах погрешностей совпадает с возрастом Курумского массива. Таким образом, в Нежданинском рудном поле присутствуют породы, относящиеся к двум эпохам магматизма, проявленным в Южно-Верхоянском складчатом поясе и разделенные интервалом времени 25–28 млн. лет. С учетом того, что возраст золоторудной минерализации составляет не менее 120 млн. лет, полученные данные позволяют уточнить предложенную ранее модель формирования Нежданинского месторождения. Они дают основание: 1) исключить верхнемеловые Курумский массив и Гельдинскую группу штоков как составные части золоторудной рудно-магматической системы и 2) предположить существование под месторождением глубинного магматического очага нижнемелового возраста, который, наряду с терригенными породами, участвовал в поставке вещества в гидротермальную систему. Изотопная систематика Nd, Sr и Pb магматических пород и рудной минерализации Нежданинского рудного поля показывает, что магматические очаги ниже- и верхнемелового времени в Южно-Верхоянском складчатом поясе произошли за счет вещества докембрийской коры, имеющей возраст около 1.8 млрд. лет.

### ВВЕДЕНИЕ

Нежданинское золоторудное месторождение, расположенное в пределах южного сектора Верхоянского складчатого пояса мезозойд, — одно из крупнейших в России с запасами и ресурсами, превышающими 470 т золота.

Нежданинское месторождение исследуется с момента его открытия в 1951 г. Благодаря этому была восстановлена история развития структуры месторождения, выяснена рудоподводящая и ру-

доконтролирующая роль разломов, детально охарактеризованы минеральный состав руд и химизм минералов, установлена вертикальная минералого-геохимическая зональность и высокая золотосодержательность сульфидов измененных пород (Гамянин и др., 2000; Бортников и др., 2007). Изучение флюидных включений, вариаций изотопного состава серы, кислорода и углерода в минералах и распределения РЗЭ в магматических, метасоматических породах и минералах, а также в гидротермальных минералах рудных жил позволило высказать гипотезу о связи образования этого ме-

Адрес для переписки: И.В. Чернышев. E-mail: cher@igem.ru

сторождения со становлением Курумо-Гельдинской рудно-магматической системы.

Была предложена концепция о связи Нежданнинского месторождения с магматической активностью, которая, по мнению авторов (Бортников и др., 1998, 2007), обеспечивает: 1) различные механизмы генерации флюида, включая непосредственное поступление его и растворенных в нем компонентов и металлов из магматического очага; 2) генерацию флюида и мобилизацию компонентов при дегидратации и декарбонатизации, вследствие контактового или контактово-регионального метаморфизма. Результаты изучения изотопного состава Sr и Pb (Чугаев и др., 2010; Чернышев и др., 2011<sub>1</sub>) выявили слабые стороны развиваемой гипотезы. Согласно модели, изложенной в работах (Гамянин др., 2000; Бортников и др., 2007), главным источником золота и других рудных элементов, поступавших в рудно-магматическую рудообразующую систему Нежданнинского месторождения, являлись расплавы гранодиоритового магматического очага раннемелового возраста, из которых сформировался Курумский массив. Однако изучение изотопного состава Sr и Pb в гидротермальных минералах, не исключая участия магматического очага, выявило ведущую роль терригенных пород пермского возраста как источника рудных элементов, по крайней мере Sr и Pb (Чугаев и др., 2010; Чернышев и др., 2011<sub>1</sub>).

Другая задача состояла в уточнении геохронологического аспекта модели формирования Нежданнинского месторождения. Предварительные результаты U-Pb- и Rb-Sr-датирования, приведенные в работе (Чернышев и др., 2011<sub>1</sub>), поставили под сомнение временную связь формирования Нежданнинского месторождения и Курумского гранитоидного массива. В настоящей статье данные по геохронологии магматических пород Нежданнинского рудного поля представлены в полном объеме.

Возрастная корреляция магматических и гидротермальных образований, способствующая расшифровке истории геологического развития металлогенических районов и провинций различного масштаба, важна и при построении моделей формирования рудных месторождений. Рассматривая с точки зрения геохронологической изученности район Нежданнинского золоторудного месторождения, можно отметить, что при обилии K-Ar- и Rb-Sr-данных (Ненашев, Зайцев, 1980; Гамянин и др., 2000) детали возрастных соотношений интрузивных пород и рудной минерализации оставались до недавнего времени неясными. Датировки, полученные Ar-Ar-методом по биотиту для единичных образцов некоторых интрузивных пород района (Layer *et al.*, 2001), положили начало новому этапу его геохронологического изучения, но указанную проблему до конца не решили.

Нежданнинское месторождение относится к типу так называемых орогенных месторождений, залегающих в терригенных углеродистых толщах. Аналогии этого месторождения — Мурунтау (Узбекистан), Олимпиада (Россия), месторождения Юго-Западной Австралии и многие другие — являются основой добычи золота в различных странах мира. В связи с этим развитие концептуальной модели Нежданнинского месторождения представляется важным для расширения условий формирования целой группы золоторудных месторождений.

При датировании мезозойских и докембрийских магматических пород, особенно пород кислого и среднего состава, методом, обеспечивающим наиболее достоверные результаты, следует признать U-Pb-метод по циркону. Имеется ввиду базовый вариант U-Pb-метода, за которым закрепилась аббревиатура ID-TIMS, с его возможностью контролировать правильность геохронометрических показаний минералов по двум независимым изотопным системам —  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ <sup>1</sup>. ID-TIMS опирается на высокую точность и чувствительность измерений и дает возможность осуществить прецизионное датирование.

Сотрудничество изотопно-геохронологических лабораторий ИГГД РАН и ИГЕМ РАН позволило при изучении пород Нежданнинского рудного поля параллельно применить U-Pb (ID-TIMS)-метод по циркону и изохронный Rb-Sr-метод для породообразующих минералов. Последний, не обладая возможностями U-Pb-метода, является более универсальным, а в сочетании с U-Pb-методом дает информацию о посткристаллизационной истории датированных пород.

## ГЕОЛОГИЯ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ РАЙОНА НЕЖДАННИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Различные аспекты геологии, состава, геохимии и генезиса изучаемых пород широко освещены в ряде публикаций. В приводимом далее кратком описании магматических пород Нежданнинского рудного поля использован материал из работ (Бахарев, 1999; Гамянин и др., 2000; Бортников и др., 2007). В основном сделан акцент на те особенности геологии и петрографии магматических пород, которые оказались существенными при постановке настоящей работы и последую-

<sup>1</sup> В последние годы стали широко доступными, главным образом на коммерческой основе, технологии U-Pb-датирования циркона — SIMS (SHRIMP) и LA-ICP-MS. Они обладают локальностью и экспрессностью анализа. Однако в силу низкой точности измерений, уступающей на порядок базовому U-Pb (ID-TIMS)-методу, эти технологии практически лишены возможности контролировать правильность получаемых результатов датирования по независимым U-Pb-изотопным отношениям.

щей интерпретации полученных геохронологических данных.

#### *Региональная геологическая позиция района*

Нежданинское рудное поле включает собственно Нежданинское золоторудное месторождение с комплексом даек, гранитоидные массивы: Курумский, Яманский, Веткинский и диоритовые штоки Гельдинской группы. Оно находится на севере Южно-Верхоянского синклинория одноименного сектора Верхоянского складчатого пояса, в тылу расположенных восточнее Удско-Мургаляского ( $J_3-K$ ) и Охотско-Чукотского ( $K_1-K_2$ ) вулканоплутонических поясов. Южно-Верхоянский пояс сформирован на погруженной окраине Северо-Азиатского кратона и представляет краевую зону мезозойско-кайнозойского орогенического пояса (фиг. 1).

В Южно-Верхоянском синклинории различаются три структурные зоны меридианального простирания (с запада на восток): Присеттедабанская и Центральная с интенсивно сжатыми складками и Приохотская. Вдоль Присеттедабанской зоны трассируется (более 500 км) Минорский разлом, в северной части синклинория именуемый Кидерикинским. Он контролирует зону максимального метаморфизма осадочных пород. В этой части синклинория наиболее ранний дислокационный метаморфизм был датирован Ar-Ar методом ( $151 \pm 1$  млн. лет) по серициту, развитому на плоскостях кливажа в филлитах нижнего ордовика. Возраст более позднего метаморфизма определен также Ar-Ar методом по биотиту на плоскостях кливажа в каменноугольных сланцах ( $119 \pm 0.5$  млн. лет) (Прокопьев и др., 2006).

Крупные (Уэмляхский, Тарбаганнахский) и мелкие (Джелинджинский, Дыбинский) массивы образуют прерывистую цепочку выходов вдоль метаморфического пояса. Эти диорит-гранодиорит-гранитные массивы, с которыми часто связывают золотоносность в регионе, были детально охарактеризованы в работах (Индолев, 1965; Гринберг и др., 1970; Хитрунов, 1975; Бахарев, 1999). В Аляскинском университете (Layer *et al.*, 2001) Ar-Ar методом по амфиболу и биотиту были датированы крупный ( $900 \text{ км}^2$ ) обнажающийся в центральной части метаморфического пояса мезоабиссальный Уэмляхский массив ( $128-121$  млн. лет) и небольшой ( $7 \text{ км}^2$ ) гипабиссальный Дыбинский массив ( $122$  млн. лет), расположенный на северном фланге метаморфического пояса в 20 км севернее Нежданинского рудного поля.

Южно-Верхоянский метаморфический пояс и сопряженные с ним диорит-гранодиорит-гранитные массивы рассматриваются как тыловая зона Удско-Мургальской окраинно-континентальной дуги (УМД), протягивающейся вдоль побережья

Охотского моря (Бахарев, Зайцев, 2001). Тектономагматические процессы Южно-Верхоянского синклинория по времени хорошо коррелируются с этапами вулканизма и компрессионным событием в УМД (Тихомиров, Правикова, 2011). Начало ( $151 \pm 1$  млн. лет) дислокационных процессов в синклинории (Прокопьев и др., 2006) согласуется с началом раннего этапа вулканизма УМД ( $153 \pm 1$  млн. лет; Акинин, Миллер, 2011). Возраст ( $119$  млн. лет) повторного дислокационного метаморфизма в синклинории соответствует времени проявления второго этапа вулканизма УМД. Во время компрессионного события (валанжин-начало апта) между первым и вторым этапами вулканизма УМД в Южно-Верхоянском синклинории формировались диорит-гранодиорит-гранитные плутоны.

Позднее в связи с одним из импульсов процессов растяжения земной коры, в апт-раннепалеогеновое время сформировались гранит-лейкогранитные Кютепский и Дарлерчанский массивы (Тектоника ..., 2001). Массивы этой же эпохи магматизма развиты вблизи Охотско-Чукотского вулканического пояса в северной части синклинория, включая территорию Нежданинского рудного поля. Это: гранодиорит-гранитные массивы (Средне-Халыинский, Веткинский, Курумский и другие), габбро-диоритовые штоки Гельдинской группы, монодиорит-гранодиоритовый Супский массив.

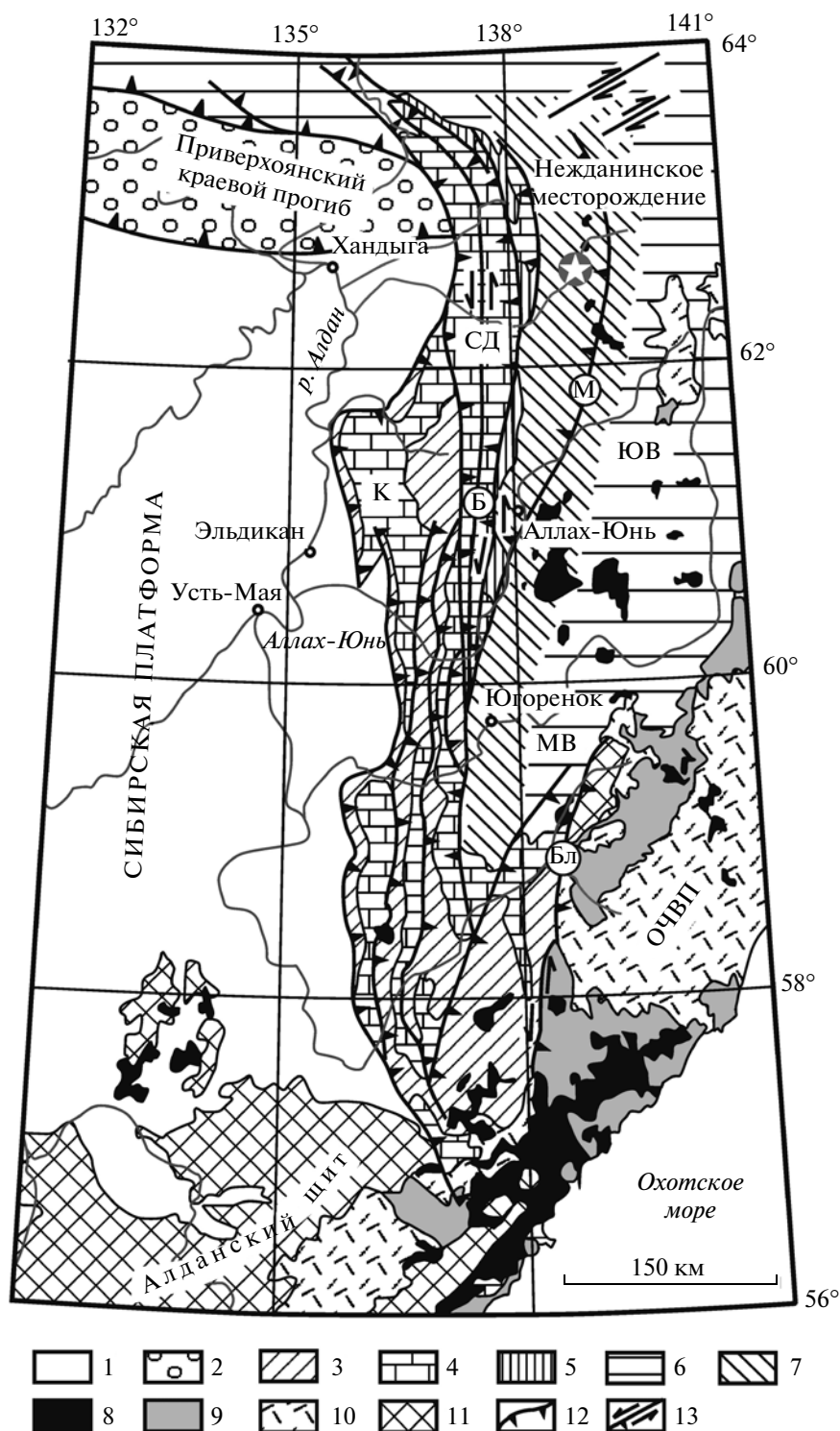
#### *Геологическое положение и петрография магматических пород*

В Нежданинском рудном поле развиты преимущественно нижне- и верхнепермские терригенные отложения, регионально метаморфизованные до фации филлитов с образованием кварц-хлорит-серицит-альбитового парагенезиса (Бахарев и др., 2002) (фиг. 2).

Дыбинская антиклиналь, являющаяся складчатым сооружением первого порядка, занимает практически всю площадь Нежданинского рудного поля. По геологическим и геофизическим данным, на территории Нежданинского рудного поля обнаруживаются регионально проявленные разломы: Кидерикинский, Тыринский и Сунтарский.

По данным гравиметрического моделирования, земная кора в районе Нежданинского рудного поля имеет мощность около 45 км. При этом толщина консолидированной коры составляет около 30 км. Остальная часть разреза представлена терригенно-карбонатными породами рифея и нижнего палеозоя (около 5 км) и терригенными породами верхнего палеозоя и мезозоя (около 10 км) (Гамянин и др., 2000).

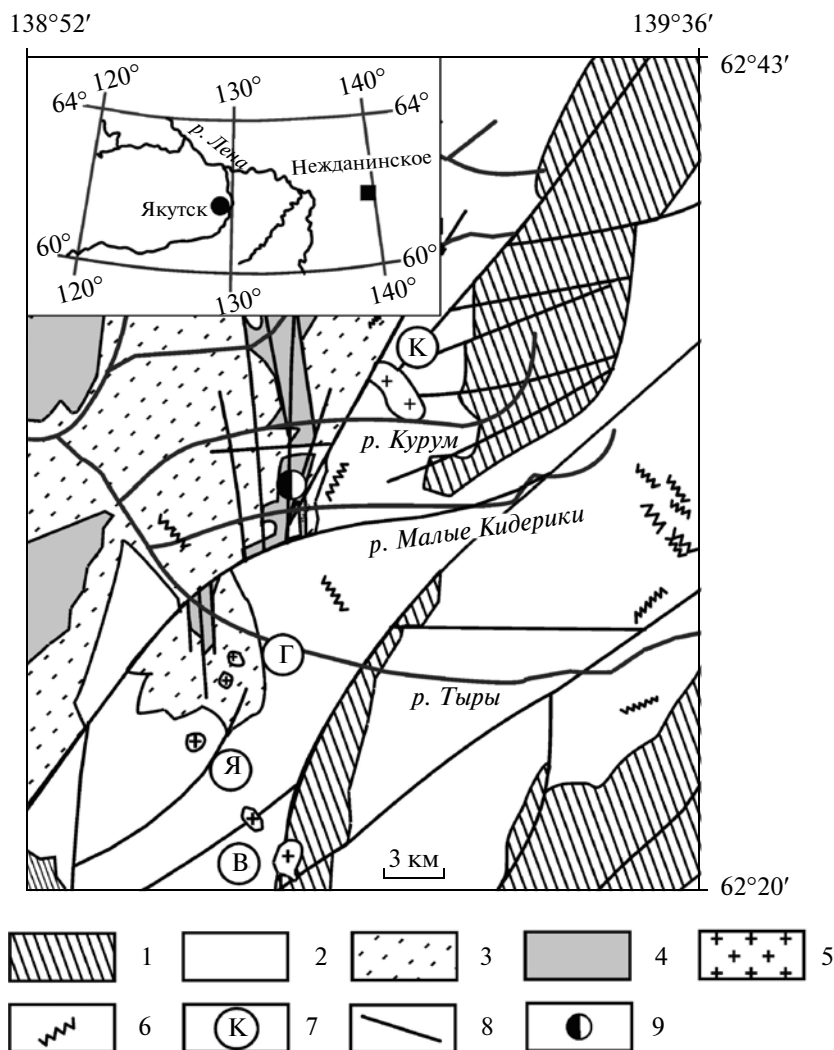
Магматические образования в Нежданинском рудном поле развиты ограниченно. Близ северо-



**Фиг. 1.** Структурная схема Южно-Верхойанского синклиория.

1 – Сибирская платформа; 2–11 – отложения: 2 – меловые Приверхойанского краевого прогиба, 3 – рифейские, 4 – венд-нижнепалеозойские, 5 – среднедевонские–нижнекаменноугольные, 6 – верхнепалеозойские–мезозойские, 7 – метаморфический пояс, 8 – мезозойские гранитоиды, 9 – вулканиты Удского пояса, 10 – вулканиты Охотско-Чукотского пояса, 11 – архейские и нижнепротерозойские образования Алданского щита и Верхне-Майского выступа (МВ) Охотского террейна; 12 – надвиги; 13 – сдвиги и взбросо-сдвиги.

Тектонические зоны: К – Кыллахская, СД – Сетте-Дабанская, ЮВ – Южно-Верхойанская, ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Разломы: Б – Бурхалинский, М – Минорский, Бл – Билякчанский.



**Фиг. 2.** Геологическая схема Нежданинского рудного поля.

1–4 – позднепалеозойские метаосадочные породы: 1 – аргиллиты и алевролиты ( $T_1$ ), 2 – алевролиты и песчаники, менкеченская свита ( $P_{2mn}$ ), 3 – алевролиты с прослоями аргиллитов, дыбинская свита ( $P_{1db}$ ), 4 – алевролиты и песчаники, джуптангинская свита ( $P_{1dg}$ ); 5 – постаккреционные гранитоиды мелового возраста; 6 – дайки среднего состава; 7 – гранитоидные массивы: К – Курумский, Г – Гельдинский, Я – Яманский, В – Веткинский; 8 – разрывные нарушения; 9 – Нежданинское месторождение.

восточной границы рудного поля обнажается небольшой Курумский гранит-гранодиоритовый массив, а у юго-западной границы – Гельдинская группа мелких штоков габбро-диоритов. В пределах рудного поля зафиксировано около 30 даек основного и среднего состава.

Магматические образования Нежданинского рудного поля и их возраст всегда были предметом дискуссии. Г.А. Гринберг и др. (1970) гранитоиды небольшого (7 км<sup>2</sup>) Курумского массива включали в раннемеловую формацию богатых кальцием гранитоидов крупных (до 900 км<sup>2</sup>) интрузий (Уэмяхского, Тарбаганнахского и др.). В.И. Коростылев (1982) относил гранитоиды этого массива к ранне-

позднемеловым образованиям. Для диоритовых пород Гельдинской группы штоков М.К. Силичев и Н.В. Белозерцева (1973) приводят К-Аг-возраст (75.6–52 млн. лет) конца позднего мела и начала палеогена. Вместе с тем А.Т. Хитрунов и др. (1975) по сопоставлению с соседними районами относили оливинсодержащие габбро-диоритовые штоки Гельдинской группы к раннемеловой габбро-диабазовой формации.

*Гранитоиды Курумского массива*

Выходы Курумского массива (6.5 км<sup>2</sup>) на дневную поверхность приурочены к крутому восточ-

ному крылу Дыбинской антиклинали. Контакты его с вмещающими верхнепермскими песчано-сланцевыми отложениями менкеченской свиты — четкие, повсеместно погружаются под роговики. Курумский массив окружен ореолом контактово-метаморфизованных пород шириной 2–3 км. Непосредственно на контакте с массивом развиты полевошпат-кварц-биотитовые роговики, постепенно сменяющиеся зоной биотитизированных пород. Местами появляются пироксеновые роговики, образовавшиеся за счет прослоев известковистых песчаников. В северной экзоконтактной зоне присутствуют кордиеритовые роговики.

Курумский массив сложен в основном мелко- и среднезернистыми роговообманково-биотитовыми гранодиоритами. В его центральных частях отмечаются неправильной формы тела лейкократовых биотитовых гранитов, имеющих как резкие, так и расплывчатые контакты с вмещающими гранодиоритами. Часто встречаются жилы аплитов мощностью до 20–30 см. Эндо- и экзоконтактные зоны массива пересекаются дайками и жилами аплитовидных гранитов. В пределах обнаженной части Курумского массива граниты занимают не более 10–15% от его общей площади.

Гранодиориты — светло-серые, средне- и мелкозернистые (размер зерен до 5 мм), мезократовые с гипидиоморфнозернистой структурой. Количественный минеральный состав их весьма изменчив (%): плагиоклаз — 38–59, К-Na-полевошпат — 10–13, кварц — 12–36, амфибол — 3–4, биотит — 7–10. Плагиоклаз зонален, часто с явлениями реккурентности и признаками резорбции. Основной плагиоклаз (44–60% An) окружен каймой более кислого плагиоклаза (18–28% An). Зерна роговой обманки кристаллизовались в основном после плагиоклаза. Взаимоотношения биотита с амфиболом свидетельствуют об одновременном начале их кристаллизации. Ксеноморфный К-Na-полевошпат по оптическим свойствам относится к высокому и промежуточному ортоклазу. Данные химического анализа указывают на сравнительно небольшое содержание в нем альбитового компонента (14.8–15.3%).

Лейкократовые биотитовые граниты характеризуются довольно устойчивым минеральным составом (%): плагиоклаз — 28–29, К-Na-полевошпат — 34–38, кварц — 30–36, биотит — 1–4. Для них характерно сочетание гипидиоморфнозернистой, гранитовой структур. Плагиоклаз отмечается в таблитчатых отчетливо зональных зернах с содержанием 25–35% An в ядре и 15–24% An в краевой зоне. Чаще плагиоклаз образует неправильные зерна незонального или неотчетливо зонального строения с содержанием 18–25% An. Зерна плагиоклаза содержат включения изометричных кристаллов кварца и пластинки высокожелези-

стого и глиноземистого биотита. К-Na-полевошпат образует таблитчатые и неправильной формы зерна, часто пертитизированные. Характерны жилковидные и пленочные пертиты распада.

Аплитовидные граниты и аплиты — светло-серые, мелкозернистые (2–3 мм), кварц-полевошпатовые с редкими чешуйками биотита, но порой с обильными зернами граната. Количественно-минеральный состав пород (%): плагиоклаз — 23–27; К-Na-полевошпат — 36–38, кварц — 36–38, биотит — 0.5–0.7. Структура породы — гипидиоморфнозернистая, гранитовая и аплитовая.

В гранодиоритах Курумского массива основные акцессорные минералы — ильменит (5–100 г/т), апатит (5–1000 г/т), циркон (10–200 г/т), ортит (20–200 г/т) и сфен (5–200 г/т). Отмечаются единичные зерна уранинита и флюорита. Из акцессорных сульфидов наблюдаются: пирротин (40–300 г/т), арсенопирит (5–40 г/т), галенит, сфалерит, халькопирит, молибденит (по 0–5 г/т) и единичные зерна шеелита. В продуктах внутрикамерной дифференциации — лейкократовых и аплитовидных гранитах, аплитах и пегматитах — исчезает сфен, убывают содержания ильменита, апатита, циркона, ортита, но в заметных количествах (до 200 г/т) появляются высокожелезистые гранаты. Отмечаются монацит, уранинит, рутил и анатаз. Комплекс сульфидов аналогичен таковому в гранодиоритах.

Особенность минерального состава гранодиоритов и лейкократовых биотитовых гранитов — присутствие редких с признаками растворения зерен пироп-альмандинового граната двух генетических групп. Гранат первой группы по своему составу (20.7–29.4% Pir, 65–71 Alm, 2–4 Spes, 2–8 Gros;  $f = 74–76\%$ ) близок к гранату докембрийских метаморфических пород Охотского массива (Гринберг, 1968) и, по-видимому, унаследован магматическими расплавами из этих пород. Гранаты второй группы (14.6–18% Pir, 68–77 Alm, 4–7 Spes, 4–10 Gros;  $f = 80–85\%$ ) по величине Spes и Gros занимают промежуточное положение между гранатами, полученными в экспериментах по плавлению и кристаллизации пелитов при давлениях около 500–700 МПа и ниже (Green, 1977). Поэтому можно считать, что ликвидусная кристаллизация рассматриваемого граната происходит при давлении 500–600 МПа, т.е. на глубине 15–18 км. В гранодиоритах и лейкократовых гранитах также отмечается присутствие граната спессаргин-альмандинового состава (1.4–3% Pir, 54.0–62.8 Alm, 31.5–41.6 Spes, 1–1.3 Gros), кристаллизация которого могла происходить непосредственно в магматической камере.

По химическому составу гранодиориты главной фации Курумского массива занимают промежуточное положение между породами нормальной и повышенной щелочности, а граниты явля-

ются субщелочными лейкогранитами. В целом гранитоиды массива относятся к высококальциевой изветсково-щелочной серии, как в гранодиоритах, так и в гранитах  $K > Na$ . Гранитоиды массива относятся к умеренно- и малоглиноземистому петрохимическим типам.

#### *Диоритовые породы Гельдинской группы штоков*

Гельдинская группа включает 13 штоков, образующих небольшие по площади ( $50 \pm 100$ – $700 \pm 1200$  м) выходы в междуречье Гельды и Яман – левых притоков руч. Тыры. Штоки локализируются на линии крупного флексурного перегиба осадочной толщи, фиксирующего Кидерикинский разлом. Штоки прорывают осадочные породы нижнепермской дыбинской и верхнепермской менкепенской свит, слабо метаморфизуя их. Контакты штоков с вмещающими осадочными породами – отчетливо рвущие, с крутым, почти вертикальным падением.

Гельдинская группа штоков весьма разнообразна по внешнему облику и составу слагающих их пород. Одни из них сложены преимущественно темно-серыми, средне- и мелкозернистыми диоритами и кварцевыми диоритами, постепенно сменяющимися в сторону эндоконтакта тонкозернистыми породами, по составу близкими к габбро-диоритам. Другие штоки представлены однообразными светло-серыми, среднезернистыми мезократовыми кварцевыми диоритами. Характерно отсутствие аплитов и пегматитов.

В диоритах и кварцевых диоритах призматические кристаллы (до 3 мм) плагиоклаза обычно зональные и содержат в ядре до 70–80% An, а в краевой зоне – до 34–39% An. Среди ромбических пироксенов преобладает гиперстен, реже фиксируется бронзит, а моноклинный пироксен представлен авгитом. Биотит, по данным химического и микронзондового анализов, имеет относительно высокую железистость ( $f = 51$ – $57\%$ ) и умеренную глиноземистость ( $K_{Al} = 0.17$ – $0.19$ ). К-Na-полевой шпат относится к высокому ортоклазу. Особенности минерального состава диоритовых пород – присутствие в них единичных зерен оливина размером до 0.5 мм в реакционной кайме пироксена.

Состав акцессорных минералов в диоритовых породах Гельдинской группы штоков аналогичен таковому в гранодиоритах Курумского массива.

По химическому составу диоритовые породы Гельдинской группы штоков занимают промежуточное положение между породами нормального и субщелочного ряда и относятся к породам высококальциевой известково-щелочной серии. На за редким исключением преобладает над K. Эти породы – промежуточные между породами умеренноглиноземистого и малоглиноземистого типов.

#### *Дайковые комплексы*

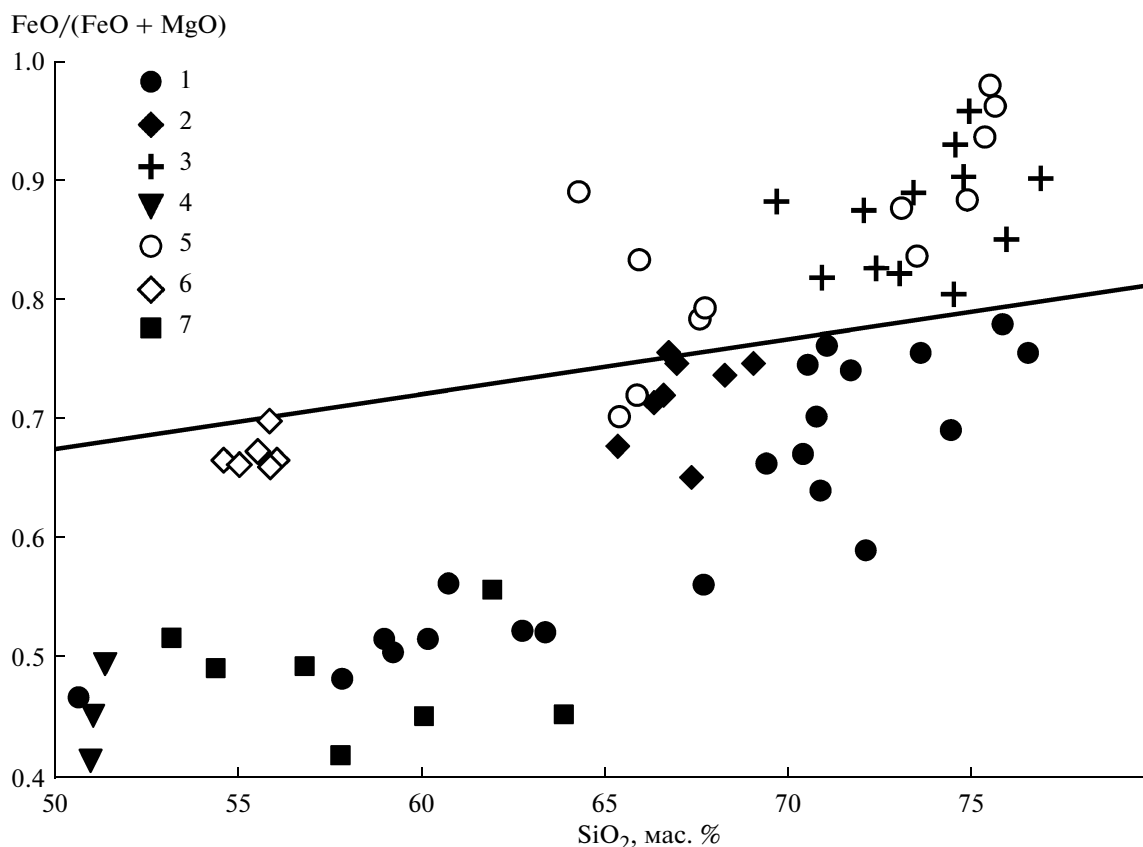
Дайки с наложенной на них золото-кварцевой минерализацией – единственные магматические образования рудного поля. Они локализируются в крутопадающих разрывах субмеридионального, север-северо-восточного и северо-западного простираний. Мощность даек изменяется от 0.5 до 8 м, протяженность – от первых сотен метров до 10 км. Наиболее крупные из них расчленяются разрывными нарушениями на ряд сегментов, в результате чего приобретают кулисообразное строение. Контакты даек с вмещающими осадочными породами – отчетливо секущие, прямолинейные. В целом дайки ассиметрично расположены на площади рудного поля. Они образуют раскрытый к северу “веер” в южной части рудного поля, локализирующийся в зоне Кидерикинского разлома.

По составу и предположительно по возрасту породы даек разделяются на два комплекса: позднеюрский габбро-диоритовый и раннемеловой лампрофировый.

Позднеюрский комплекс представлен пироксеновыми, пироксен-амфиболовыми габбро-диоритами, концентрирующимися в основном в восточной части рудного поля. Для пород этих даек был получен K-Ar-возраст – 153 и 154 млн. лет (Гамянин и др., 2000), что является пока основанием для отнесения этих даек к позднеюрским.

Дайки раннемелового лампрофирового комплекса преимущественно развиты в пределах Неждановского рудного поля. По петрографическим, петрохимическим особенностям породы даек близки к лампрофирам малхитового типа. От типичных лампрофиров (керсантитов и спессартитов) они отличаются более низким содержанием темноцветных компонентов (10–17, редко – 26%), а от малхитового типа более высокой щелочностью. Кроме того, для пород характерна лампрофировая структура и некоторые особенности минерального состава, позволяющие уверенно относить их к диасхистовым образованиям. Среди акцессорных минералов встречается циркон, содержание которого достигает 52 г/т.

Характерная особенность лампрофиров даек Неждановского рудного поля – присутствие в них ксеногенных резорбированных зерен немагматических минералов, которые могут быть отнесены к скарновому парагенезису. Они представлены салитом, роговой обманкой с преобладанием чермакитовой составляющей, а также гроссуляром, андрадитом, оливином ( $F_0 = 85\%$ ), сфеном, эпидотом и родонитом. Предполагается, что поставщиком этих зерен служили контактово-метаморфизованные терригенно-карбонатные породы рифея и нижнего палеозоя из надочаговой области глубинного магматического очага. Эти осадочные породы в районе месторождения залегают на глубинах 10–15 км.



Фиг. 3. Диаграмма  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})-\text{SiO}_2$  (Frost *et al.*, 2001) для магматических пород Южно-Верхоянского синклиория.

1–3 – массивы: 1 – Уэмляхский и Тарбаганнахский, 2 – Дыбинский, 3 – Кютепский и Дарлерчанский; 4–7 магматические породы Нежданинского рудного поля: 4 – раннеюрские дайки габбро-диоритов, 5 – Курумский гранитоидный массив, 6 – группа Гельдинских штоков, 7 – раннемеловые дайки лампрофиров.

По химическому составу лампрофиры даек относятся к породам субщелочного ряда и являются высококальциевыми породами известково-щелочной серии. К в основном преобладает над Na.

#### *Петрохимическая характеристика пород и геодинамические условия их формирования*

На диаграмме  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})-\text{SiO}_2$  (фиг. 3) (Frost *et al.*, 2001) точки составов магматических пород Нежданинского рудного поля занимают различное положение. Гранитоиды Курумского массива вместе с лейкократовыми гранитами Кютепского и Дарлерчанского массивов на этой диаграмме характеризуются как железистые граниты, сформировавшиеся в Южно-Верхоянском метаморфическом поясе в тектонической обстановке растяжения. В противоположность этому точки составов дайковых пород Нежданинского рудного поля лежат на диаграмме в области магнезиальных гранитоидов и объединяются с гранитоидами типичных раннемеловых массивов – Уэмляхским и Тарбаганнахским, сформировавшихся в Южно-Верхоянском поясе в обстановке

сжатия. Диоритовые породы Гельдинской группы штоков Нежданинского рудного поля фактически занимают на диаграмме  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})-\text{SiO}_2$  (фиг. 3) промежуточное положение: они локализируются в поле магнезиальных гранитоидов, но близки к линии, разделяющей их с железистыми гранитоидами.

#### ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД НЕЖДАНИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ РАБОТ ПО ИХ ИЗОТОПНОМУ ДАТИРОВАНИЮ

Из геологических данных известен только нижний предел возраста магматических образований Нежданинского рудного поля: они прорывают терригенные породы верхней перми. Оценки возраста строились главным образом на изотопных данных K-Ar-метода. С помощью этого метода, начиная с конца 60-х годов прошлого столетия, были сделаны (Загрузина, 1977; Ненашев, Зайцев, 1980) многочисленные определения возраста магматических пород Южно-Верхоянского

складчатого пояса и прилегающих геолого-структурных зон. Для района Нежданинского месторождения эти ранние К-Аг-датировки, полученные Н.И. Ненашевым и суммированные в монографии (Гамянин и др., 2000), охватывали гранитоиды и позднемагматические образования (аплиты, пегматиты, грейзены) Курумского массива и диоритовые породы Гельдинской группы штоков. К-Аг-датировки ограничивают возраст магматических пород района широким интервалом значений 147–61 млн. лет. Только для гранитов и гранодиоритов Курумского массива общий размах значений К-Аг-возраста превышает 40 млн. лет.

Гранитоиды Курумского массива большинством геологов относились к раннемеловым (Гринберг и др., 1970), другими – к ранне-поздне-меловым (Коростылев, 1982) образованиям. Возраст диоритовых пород Гельдинской группы штоков принимался позднеюрским (Индолев, 1979), раннемеловым (Хитрунов и др., 1975) и поздне-меловым (Силичев, Белозерцева, 1973).

Широкий разброс датировок и размытость временных рубежей формирования конкретных массивов в Южно-Верхоянском синклинии и, в частности, в районе Нежданинского месторождения отражают не вполне корректное применение К-Аг-метода. Это, как справедливо отмечено в работе (Layer *et al.*, 2001), связано с использованием в качестве геохронометров таких “нестандартных” минералов как кварц и плагиоклаз и валовых проб грубозернистых пород, в которых показание изотопной  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$ -системы в различной степени подвержены термальному воздействию, влиянию процессов минерализации или захвату избыточного Аг.

В конце 90-х годов прошлого века в Институте геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (Якутск) была предпринята попытка датирования пород Курумского массива и Гельдинской группы штоков с помощью Rb-Sr-метода. Результаты представлены А.Г. Бахаревым и А.И. Зайцевым в монографии (Гамянин и др., 2000). Различия значений возраста, рассчитанных по Rb-Sr-изохронам порода–минералы для образцов, представляющих различные фации пород Курумского массива, достигают 35 млн. лет. Также сильно различаются и значения Rb-Sr-возраста двух главных геохронометров – биотита и К-На-полевого шпата, рассчитываемые по паре порода–минерал, а их соотношение внутри индивидуальных образцов не носит регулярного характера как по знаку, так и по абсолютной величине. Такой характер дискордантности данной серии Rb-Sr-датировок, на наш взгляд, не имеет удовлетворительного геолого-геохимического объяснения и не позволяет решить вопрос о возрасте Курумского массива.

Для проведения Rb-Sr-датирования пород Нежданинского рудного поля, нами использованы дубликаты тех проб, которые ранее анализировались в геохронологической лаборатории Якутска. Отметим, что примененные нами методы и аппаратура, кратко описанные ниже, прокалиброваны по международным стандартным образцам, которые использовались и для контроля результатов текущих анализов. Расхождения результатов якутской и нашей лаборатории оказались очень большими. Например, сравнение данных по Курумскому массиву показывает, что для отношения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  отклонение результатов якутской лаборатории от полученных нами данных носит систематический характер и составляет от –11 до –59%. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для большинства проб якутской лаборатории также преимущественно занижено, при этом отклонения варьируют от +0.24 до –21%. Для подобного сравнения наиболее представительны валовые пробы пород, растертые до тонкой пудры. Изохронные Rb-Sr-датировки, полученные по результатам анализов, выполненных в Якутске, валовых проб пород Курумского массива, древнее на 21–23 млн. лет относительно аналогичных датировок, рассчитанных для тех же проб по результатам наших измерений. Приходится заключить, что ранее полученные якутскими коллегами Rb-Sr-данные, показывающие огромный разброс и дискордантность значений Rb-Sr-возраста, не являются геологически значимыми, а обусловлены главным образом неконтролируемыми аналитическими погрешностями. Поэтому в настоящей статье при последующем рассмотрении новых результатов датирования пород Нежданинского рудного поля мы не обсуждаем ранее опубликованные (Гамянин и др., 2000) Rb-Sr-данные.

В геохимической лаборатории Аляскинского университета Аг-Аг-методом были датированы биотиты из двух образцов гранодиоритов Курумского массива и из двух образцов диоритовых пород Гельдинской группы штоков. Для первых был получен возраст в  $92.9 \pm 0.3$  и  $99.1 \pm 0.4$  млн. лет, а для вторых –  $92.9 \pm 0.3$  и  $95.8 \pm 0.3$  млн. лет (Layer *et al.*, 2001). В статье (Чернышев и др., 2011<sub>1</sub>) были приведены предварительные результаты определения возраста гранитоидов Курумского массива, кварцевых диоритов Гельдинской группы штоков и лампрофиров дайкового комплекса. Результаты этого геохронологического исследования и изложены в настоящей статье в полном объеме.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### *U-Pb (ID TIMS)-метод*

Кристаллы циркона, выбранные для U-Pb-геохронологического изучения, подвергались многоступенчатому удалению поверхностных за-

грязнений в спирте, ацетоне и 1 N HNO<sub>3</sub>. При этом после каждой ступени обработки зерна циркона (или их фрагменты) промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973). В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовалась аэроабразивная обработка (Krogh, 1982). Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре "MAT-261 Finnigan" в статическом и динамическом (с помощью электронного умножителя) режимах. Для изотопных исследований использовались смешанные изотопные трасеры <sup>235</sup>U + <sup>202</sup>Pb и <sup>235</sup>U + <sup>208</sup>Pb. Содержания U и Pb, а также изотопные отношения <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U и <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U определены с погрешностью 0.5%. Суммарный уровень фона при химической процедуре по Pb и U не превышал соответственно 15 пг и 1 пг.

#### *Rb-Sr- и Sm-Nd-методы*

Анализ валовых проб пород и мономинеральных фракций осуществлялся с помощью методик, широко применявшихся авторами для Rb-Sr-датирования пород различного возраста и состава (Чернышев и др., 2011<sub>2</sub>). Sm-Nd-изотопные характеристики были определены только в четырех валовых пробах интрузивных пород Нежданнинского рудного поля с целью расчета начального изотопного отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd и модельного Nd-возраста.

Измерения изотопного состава элементов проводились на термоионизационном масс-спектрометре "Sector 54" (Micromass) в статическом режиме работы многоколлекторной измерительной системы. Навески проб массой 30–100 мг разлагались в сосудах из тефлона PFA (Saville, США) в смеси кислот HF + HNO<sub>3</sub> (5 : 1) при атмосферном давлении и температуре около 90°C. Выделение Rb и Sr для последующего масс-спектрометрического анализа проводилось с помощью ионообменной хроматографии на катионите "Dowex 50 × 8" (200–400 меш) в среде 2N HCl. Разделение Sm и Nd осуществлялось по двухстадийной схеме: 1) отделение суммы РЗЭ от сопутствующих элементов на том же катионите "Dowex 50 × 8" (200–400 меш); 2) разделение Sm и Nd на ионообменном реагенте "HDEHP" в инертном носителе — гранулах "KEL-F". Суммарный уровень фона химической процедуры для Rb и Sr не превышал 0.1 и 0.15 нг соответственно, а для Nd — 0.04 нг.

Для изотопного отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr измерительная погрешность не превышала 0.003 % (± 2σ). Погрешность изотопного отношения <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr, которая рассчитывается из результатов измерения отношений <sup>85</sup>Rb/<sup>87</sup>Rb и <sup>84</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, в значительной степени определяется вкладом погрешности измерения от-

ношения <sup>85</sup>Rb/<sup>87</sup>Rb. Последняя составляет минимально 0.2% и возрастает до 0.4% при неоптимальном соотношении трасер/образец, которое получается при анализе образцов с низкими (10–70 мкг/г) содержаниями Rb. В расчетах параметров Rb-Sr изохрон для координат <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr и <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr принимались значения погрешностей соответственно 0.5% и 0.005%, оцененные по долговременной воспроизводимости международных стандартных образцов SRM-987 (карбонат Sr) и BCR-1 (базальт). Правильность измерений Sm-Nd-изотопных характеристик контролировалась по результатам анализа внутрилабораторного сверочного образца Nd-ИГЕМ (Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), аттестованного относительно международного стандартного образца La Jolla (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.511860), и по стандартному образцу базальта BCR-1.

#### *Геохронологические расчеты и используемые константы*

Обработка аналитических данных проводилась с помощью программ "PbDAT" (Ludwig, 1991) и "ISOPLOT" (Ludwig, 1999). При расчете значений возраста использованы общепринятые значения констант (Steiger, Jäger, 1977). Поправки на нерадиоγενный Pb в U-Pb-методе введены в соответствии с модельными значениями изотопных отношений обыкновенного Pb (Stacey, Kramers, 1975). Все погрешности приводимых значений возраста соответствуют 2σ-уровню.

### ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Непосредственными объектами настоящего исследования были шесть образцов пород и выделенные из них фракции минералов, в общем случае плагиоклаза, пироксена, K-Na-полевого шпата, биотита, мусковита и циркона (табл. 1). Эти шесть образцов, представляющие различные фации гранитоидов Курумского массива, кварцевые диориты Гельдинской группы штоков и лампрофиры дайкового комплекса, входили в базовую коллекцию образцов, по которой проводились предшествующие исследования петрографии, геохимии и возраста магматических пород Нежданнинского рудного поля (Гамянин и др., 2000). Нам были предоставлены пробы пород в целом (валовые пробы) и фракции породообразующих минералов, подготовленные А.Г. Бахаревым (Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск). Отбор и минералогическое изучение зерен циркона проводились в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург) непосредственно перед U-Pb-изотопно-геохронологическим исследованием.

Таблица 1. Характеристика изученных образцов магматических пород Нежданнинского рудного поля

№ образца	Объект	Порода	Координаты места отбора образца
1266/б-Б-89	Курумский гранитоидный массив	Граниты	62°35'19" N 139°16'37" E
1266/16-Б-89	Курумский гранитоидный массив, жила аплитов в гранитах	Аплиты	62°35'19" N 139°16'37" E
1267-Б-87	Курумский гранитоидный массив	Гранодиориты	62°34'42.37" N 139°16'14.97" E
1267/1-Б-87	Курумский гранитоидный массив, дайка аплитов в гранодиоритах	Аплиты	62°34'42.37" N 139°16'14.97" E
1274-Б-89	Гельдинская группа штоков	Кварцевые диориты	62°24'18.5" N 139°10'54.86" E
1337-Б-92	Дайковый комплекс	Лампрофиры	62°28'1.08" N 139°11'8.71" E

*U-Pb-данные по циркону*

Был изучен аксессуарный циркон, выделенный из гранодиоритов Курумского массива (образец 1267-Б-89) и из дайки лампрофиров (образец 1337-Б-91).

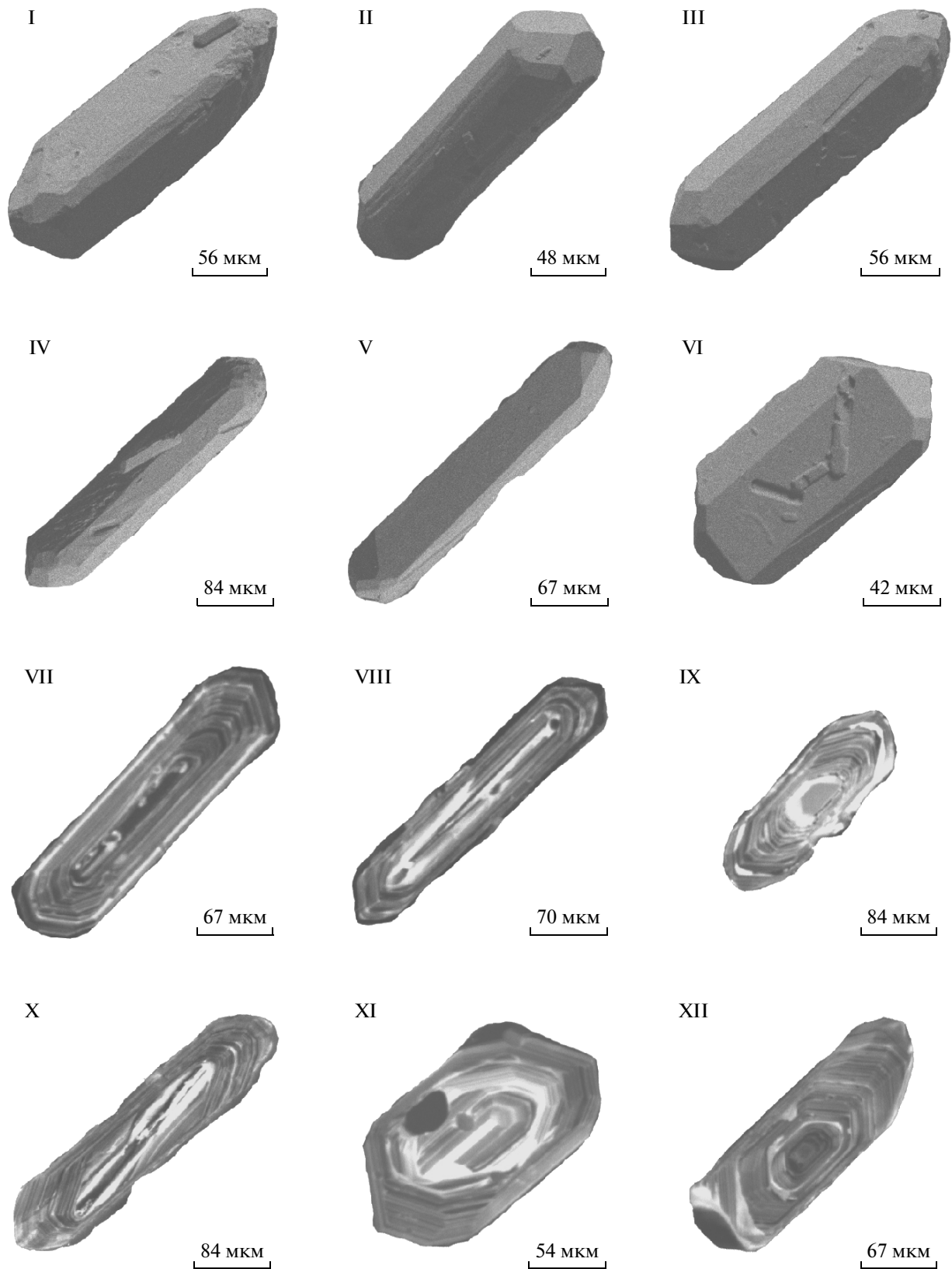
Циркон, выделенный из пробы гранодиорита 1267-Б-89, представлен главным образом идиоморфными длиннопризматическими и игольчатыми прозрачными и полупрозрачными бесцветными кристаллами (фиг. 4, I–V). В подчиненном количестве присутствуют идиоморфные и субидиоморфные короткопризматические и призматические полупрозрачные кристаллы циркона белого цвета (фиг. 4, VI). Все кристаллы обладают сложной огранкой – сочетание призм {100}, {110}, {120} и дипирамид {101}, {111}, {211} (фиг. 4, I–VI). Размер кристаллов варьирует от 85 до 300 мкм,  $K_{удл.} = 1.5–8.0$ . Характерная особенность их внутреннего строения – “тонкая” магматическая зональность, лишь частично нарушенная в полупрозрачных кристаллах, краевые части которых характеризуются пониженным двупреломлением и низкой интенсивностью люминесценции (фиг. 4, VIII). Кроме того, некоторые кристаллы содержат реликты унаследованных ядер (фиг. 4, X–XII).

U-Pb-изотопно-геохронологическое изучение циркона гранодиоритов Курумского массива проведено по трем микропробам, состоявшим из 20–40 зерен наиболее прозрачных кристаллов циркона, отобранных из фракций размера зерен 85–100 и >100 мкм и подвергнутых предварительной аэроабразивной обработке. Как видно из табл. 2, значения возраста, рассчитанные по трем изотопным отношениям  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , в различной степени дискордантны для проб 1 и 2 и практически конкордантны для пробы 3. На U-Pb-диаграмме с конкордией (фиг. 5) точки изотопного состава этих микропроб циркона образуют единую дискордию (СКВО = 0.016), ниже

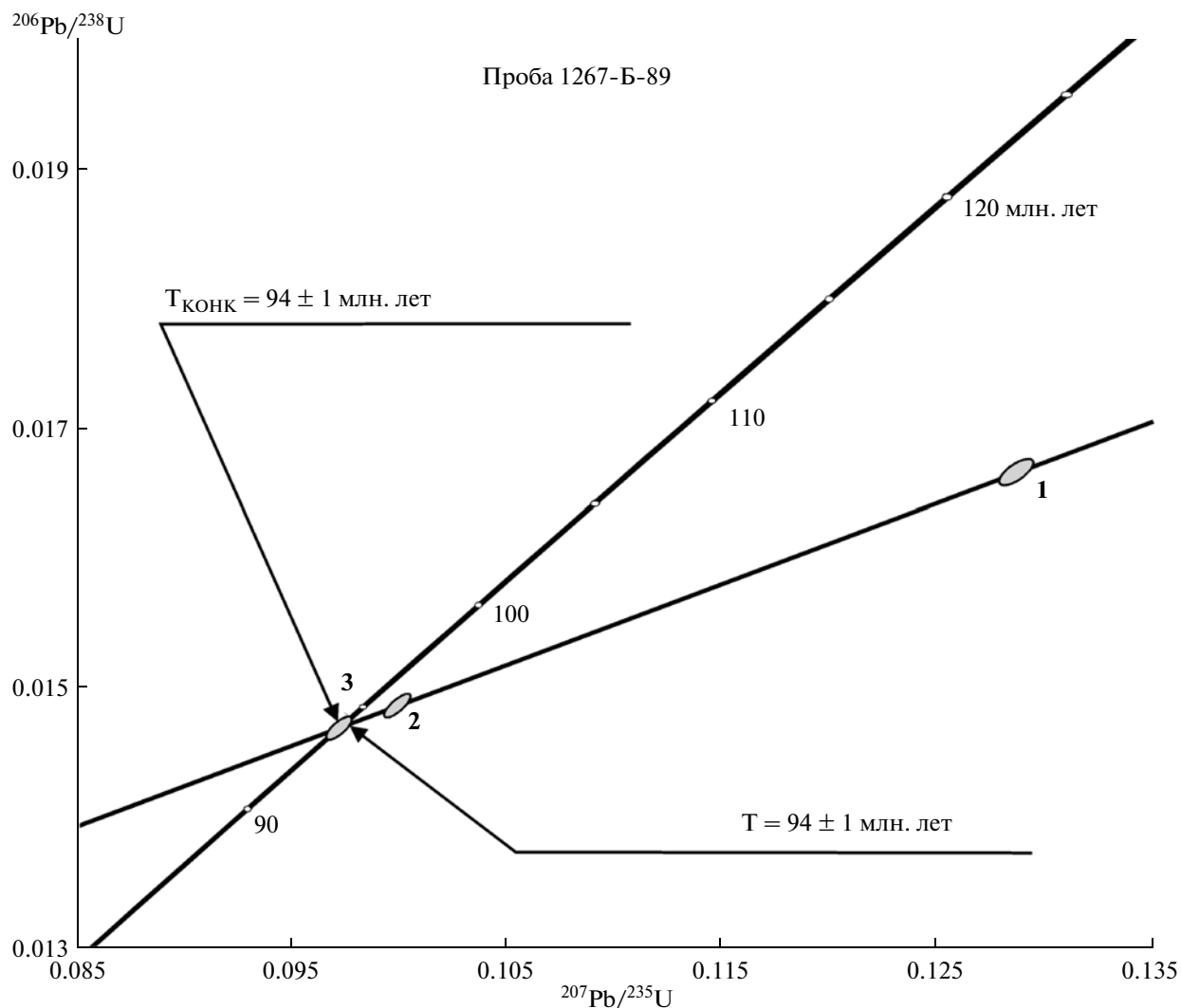
пересечение которой с конкордией отвечает возрасту  $94 \pm 1$  млн. лет, а верхнее –  $1854 \pm 68$  млн. лет. При этом точка, отвечающая на диаграмме микропробе 3 в соответствии с представленными в табл. 2 значениями возраста, рассчитанными по изотопным отношениям  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , располагается на конкордии. При очень высокой вероятности конкордантности (97%) циркон этой микропробы имеет возраст  $94 \pm 1$  млн. лет. U-Pb-изотопная дискордантность циркона двух других микропроб, очевидно, обусловлена наследованием более древнего компонента радиогенного Pb, на что указывает присутствие в некоторых кристаллах циркона реликтовых ядер (фиг. 4, X–XII). Учитывая магматическое происхождение изученного циркона, есть основания интерпретировать конкордантную оценку его возраста  $94 \pm 1$  млн. лет как возраст кристаллизации гранитоидов Курумского массива.

Циркон, выделенный из лампрофиров (образец 1337-Б-91), представлен идиоморфными и субидиоморфными призматическими, длиннопризматическими и игольчатыми прозрачными бесцветными кристаллами, огранка которых – сочетание призм {100}, {110} и дипирамид {111}, {101} (фиг. 6, I–V). Размер кристаллов циркона изменяется от 80 до 200 мкм ( $K_{удл.} = 3.0–4.0$ ). Для их внутреннего строения характерна четко выраженная ритмичная зональность (фиг. 6, VI–X), указывающая на кристаллизацию циркона из расплава.

При U-Pb-геохронологическом изучении циркона из дайки лампрофиров проанализированы три микропробы (по 10–30 зерен) циркона, отобранные из фракции размера зерен 85–100 мкм, в строении которых (фиг. 6, VI–X) видна ритмичная зональность. Она является признаком кристаллизации циркона из расплава. В табл. 2 приведены исходные аналитические данные и значения воз-



**Фиг. 4.** Изображения кристаллов акцессорного циркона из гранодиоритов Курумского массива (образец 1267-Б-89), полученные на сканирующем электронном микроскопе "АВТ 55": I–VI – в режиме вторичных электронов, VII–XII – в режиме катодолуминесценции.



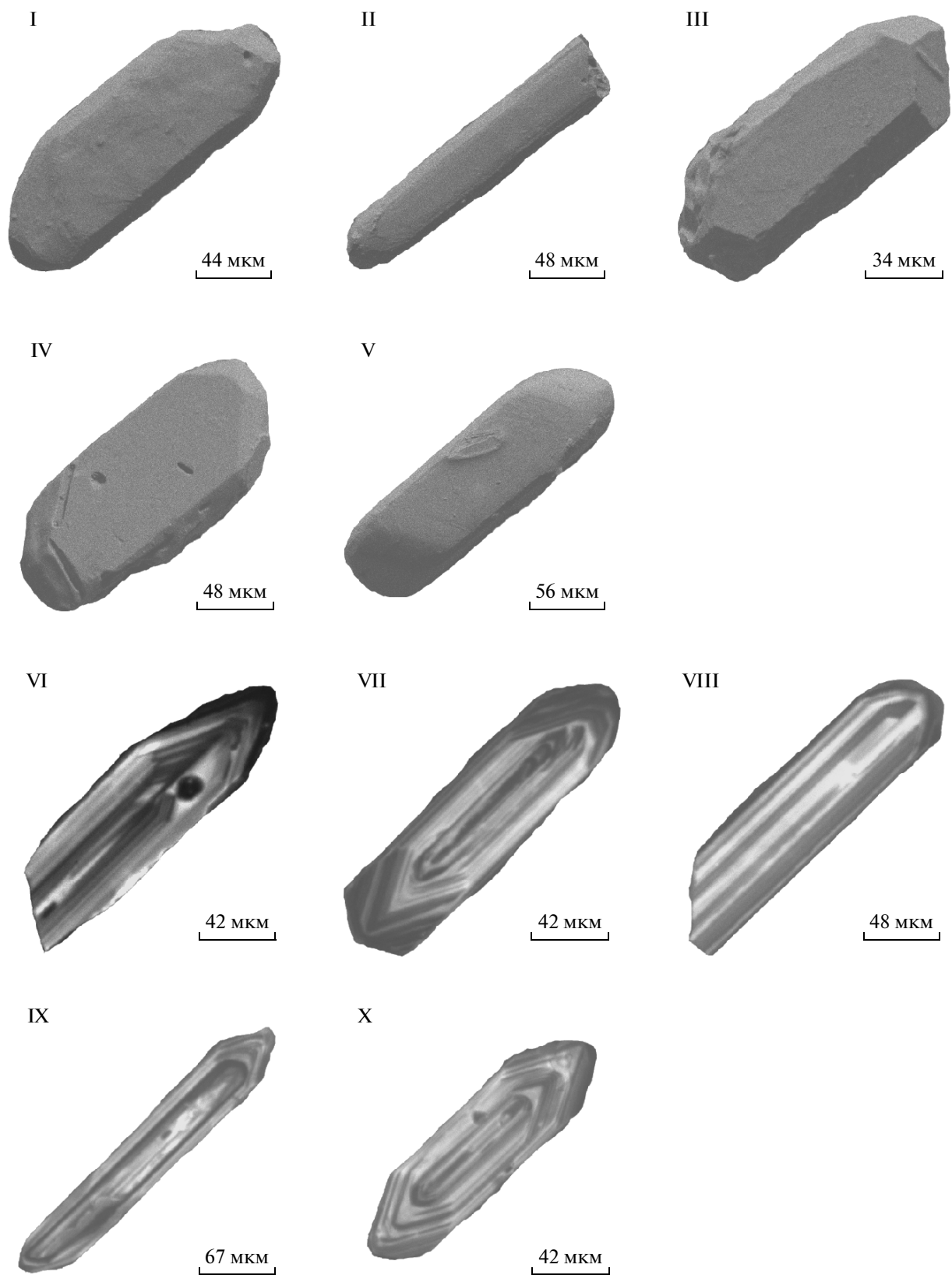
Фиг. 5. U-Pb-диаграмма с конкордией для циркона из гранодиоритов Курумского массива (образец 1267-Б-89). Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам проб в табл. 2.

раста, рассчитанные по изотопным отношениям  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Эти значения для двух микропроб (4 и 5), как и в случае рассмотренных выше двух микропроб циркона из образца гранодиоритов 1266-Б-89, являются дискордантными. Однако в отличие от циркона из гранодиоритов, микропробы циркона 4 и 5 характеризуются обратной последовательностью указанных трех значений изотопного U-Pb-возраста. Микропроба циркона 6 показывает конкордантные значения возраста и в совокупности с микропробами 4 и 5 на диаграмме (фиг. 7) аппроксимируется дискордией. Ее верхнее пересечение с конкордией отвечает возрасту  $122 \pm 7$  млн. лет, который в пределах погрешности совпадает с конкордантными значениями возраста, полученными по микропробе циркона 6— $121 \pm 1$  млн. лет.

#### Rb-Sr-данные

Rb-Sr-данные для пород и породообразующих минералов приведены в табл. 3. Рассматривая их с точки зрения условий получения Rb-Sr-изохронных датировок, нужно прежде всего отметить, что для изученных геологических объектов Нежданинского рудного поля, типов пород и слагающих их минералов характерен значительный размах величин содержания Rb и Sr и соответственно изотопных отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Это обусловлено петрохимическими особенностями пород: принадлежностью их к нормальному щелочному ряду и разнообразием состава породообразующих минералов.

Так, в изученных породах различных фаций Курумского массива вариации содержаний Rb и Sr, лежащих в пределах соответственно от 121 до

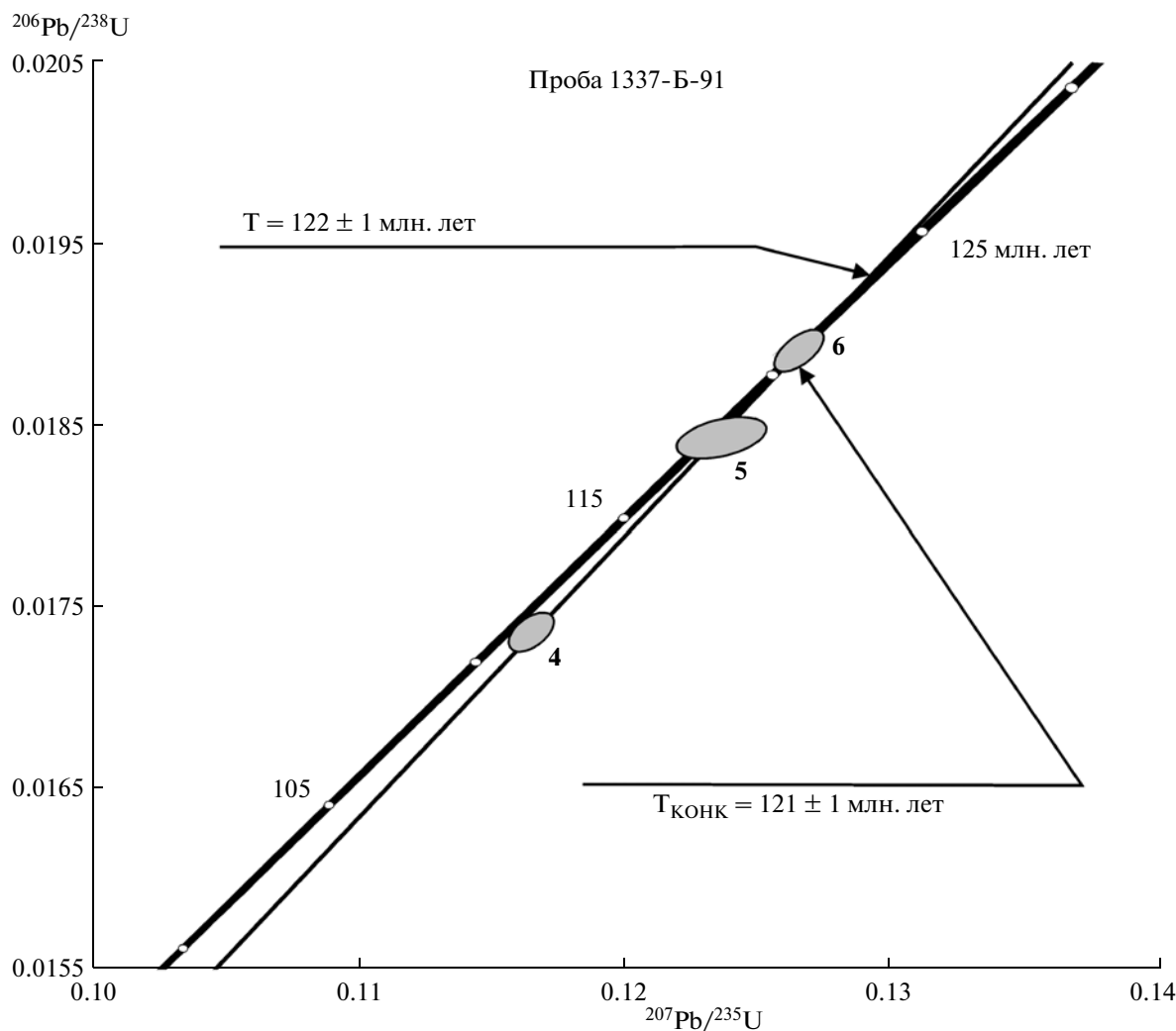


**Фиг. 6.** Изображения кристаллов циркона из лампрофиров дайкового комплекса (образец 1337-Б-91), полученные на сканирующем электронном микроскопе "АВТ 55": I–VI – в режиме вторичных электронов, VII–X – в режиме катодолуминесценции.

Таблица 2. Результаты U-Pb-изотопно-геохронологического изучения акцессорного циркона из магматических пород Нежданинского рудного поля

№ п.п.	Размер фракции (мкм), навеска (мг) и характеристика микропробы циркона	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
				$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a \pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$
<i>Гранодиориты Курумского массива (образец 1267-Б-89)</i>												
1	>100, 0.13, A = 30%, 20 зерен	15.2	899	1245	0.0560 ± 2	0.1009 ± 1	0.1287 ± 5	0.0167 ± 1	0.71	127 ± 1	107 ± 1	453 ± 6
2	85–100, 0.26, A = 10%, 40 зерен	11.8	800	3962	0.0487 ± 1	0.1035 ± 1	0.0997 ± 4	0.0149 ± 1	0.78	96 ± 1	95 ± 1	132 ± 5
3	>100, 0.1, A = 30%, 22 зерна	12.7	860	1720	0.0479 ± 1	0.1060 ± 1	0.0970 ± 4	0.0147 ± 1	0.75	94 ± 1	94 ± 1	94 ± 7
<i>Дайка лампрофиров (образец 1337-Б-91)</i>												
4	85–100, 0.1, 30 зерен	17.9	874	303	0.0486 ± 2	0.1118 ± 1	0.1165 ± 7	0.0174 ± 1	0.53	112 ± 1	111 ± 1	130 ± 12
5	85–100, 0.1, 20 зерен	U/Pb = 46.0	246	0.0486 ± 5	0.1195 ± 1	0.1236 ± 13	0.0184 ± 1	0.43	118 ± 1	118 ± 1	128 ± 22	
6	85–100, 0.1, 10 зерен	U/Pb = 47.0	429	0.0485 ± 2	0.1320 ± 1	0.1264 ± 8	0.0189 ± 1	0.62	121 ± 1	121 ± 1	122 ± 11	

Примечание. <sup>a</sup> – изотопные отношения, скорректированные на уровень фона (блэнк) и примесь обыкновенного свинца. Rho – коэффициент корреляции погрешностей отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . A (%) – количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона. Величины погрешности ( $\pm 2\sigma$ ) определения изотопных отношений соответствуют последним значащим цифрам.



Фиг. 7. U-Pb-диаграмма с конкордией для циркона из лампрофиров дайкового комплекса (образец 1337-Б-91). Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам проб в табл. 2.

246 мкг/г и от 11 до 515 мкг/г, создают размах величин отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  в широком диапазоне значений: от  $\sim 0.6$  (гранодиориты) до  $\sim 65$  (аплиты). Высокие варьирующие значения этого изотопного отношения и соответственно отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  наблюдаются в биотите и K-Na-полевошпате при достаточно низких, хотя также варьирующих этих отношениях в плагиоклазе. В этих условиях наклон линейных изохрон на Rb-Sr-диаграммах, определяющий возраст (Т) и контролируемый точками составов биотита, зависит и от положения точек составов валовых проб пород и других породообразующих минералов. Что касается другого изохронного параметра – начального отношения ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub>, то его величина практически полностью определяется точками плагиоклаза.

Объединенная изохрона (изохрона 1), рассчитанная для всех 17 проанализированных проб Ку-

румского массива (табл. 4, фиг. 8), дает значения возраста и начального отношения ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> соответственно  $90.7 \pm 1.1$  млн. лет и  $0.7071 \pm 0.0017$  при большой величине СКВО = 1100. Значения Т и ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub>, совпадающие с параметрами объединенной изохроны 1 в пределах  $2\sigma$ -погрешностей, показывает изохрона 2, построенная по точкам составов валовых проб изучавшихся пород Курумского массива (табл. 4), при еще более высоком значении СКВО = 2600. Последнее, как и в случае объединенной изохроны 1, свидетельствует, что отклонение точек от линии регрессии значительно превышает масштаб аналитических погрешностей и обусловлено факторами геолого-геохимического характера: неоднородностью начального отношения ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> в изучаемых пробах и/или незамкнутостью Rb-Sr-изотопной системы минералов и пород за время их существования.

**Таблица 3.** Rb-Sr-изотопные данные для валовых проб и мономинеральных фракций интрузивных пород Неждановского рудного поля

№ п.п.	№ образца	Массив, порода	Проба, минерал, фракция плотности	Содержание, мкг/г		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 2\sigma$
				Rb	Sr		
1	1266/б-Б-89	Курумский массив, граниты	Порода в целом	167	258	$1.879 \pm 4$	$0.710390 \pm 7$
2	То же	То же	Плагиоклаз, $d < 2.65$	28	342	$0.2391 \pm 6$	$0.707172 \pm 10$
3	»	»	Плагиоклаз, $d > 2.65$	74	1040	$0.2056 \pm 6$	$0.706804 \pm 10$
4	»	»	К-На-полевой шпат	387	123	$9.10 \pm 2$	$0.718616 \pm 10$
5	»	»	Биотит	574	8.6	$197.4 \pm 5$	$0.958401 \pm 12$
6	1266/16-Б-89	Курумский массив, жила аплитов	Порода в целом	151	51	$8.58 \pm 2$	$0.717898 \pm 11$
7	То же	То же	К-На-полевой шпат	363	72	$14.71 \pm 4$	$0.725862 \pm 11$
8	»	»	Биотит	630	45	$40.56 \pm 10$	$0.758895 \pm 11$
9	1267-Б-87	Курумский массив, гранодиориты	Порода в целом	121	515	$0.678 \pm 2$	$0.706955 \pm 10$
10	То же	То же	Амфибол	28	38	$2.099 \pm 6$	$0.708793 \pm 12$
11	»	»	Плагиоклаз	25	923	$0.0769 \pm 2$	$0.706177 \pm 10$
12	»	»	К-На-полевой шпат	268	354	$2.196 \pm 8$	$0.708816 \pm 10$
13	»	»	Биотит	440	4.5	$293.9 \pm 8$	$1.080283 \pm 17$
14	1267/1-Б-87	Курумский массив, дайка аплитов	Порода в целом	246	11	$65.49 \pm 20$	$0.792430 \pm 10$
15	То же	То же	Плагиоклаз	17	13	$3.706 \pm 9$	$0.713258 \pm 11$
16	»	»	К-На-полевой шпат	729	19	$115.7 \pm 3$	$0.858778 \pm 19$
17	»	»	Биотит	1315	18	$219.6 \pm 5$	$0.997879 \pm 14$
18	1274-Б-89	Гельдинские штоки, кварцевые диориты	Порода в целом	77	710	$0.3125 \pm 9$	$0.707393 \pm 10$
19	То же	То же	Пироксен	28	59	$1.343 \pm 3$	$0.708784 \pm 10$
20	»	»	Плагиоклаз	27	1044	$0.0746 \pm 3$	$0.707289 \pm 10$
21	»	»	К-На-полевой шпат	21	1176	$0.0517 \pm 3$	$0.707093 \pm 11$
22	»	»	Биотит	514	24	$61.7 \pm 3$	$0.788263 \pm 18$
23	1337-Б-92	Дайка, лампрофиры	Порода в целом	131	780	$0.487 \pm 1$	$0.707542 \pm 10$
24	То же	То же	Плагиоклаз, $d = 2.67-2.71$	99	826	$0.348 \pm 1$	$0.707305 \pm 10$
25	»	»	Плагиоклаз, $d = 2.71-2.76$	109	940	$0.353 \pm 9$	$0.707284 \pm 10$
26	»	»	К-На-полевой шпат	78	625	$0.3606 \pm 9$	$0.707348 \pm 10$
27	1337-Б-91	»	Мусковит	270	565	$1.388 \pm 6$	$0.709091 \pm 10$

Примечание. Приведенные величины погрешностей ( $\pm 2\sigma$ ) изотопных отношений соответствуют последним значащим цифрам измеренных величин.

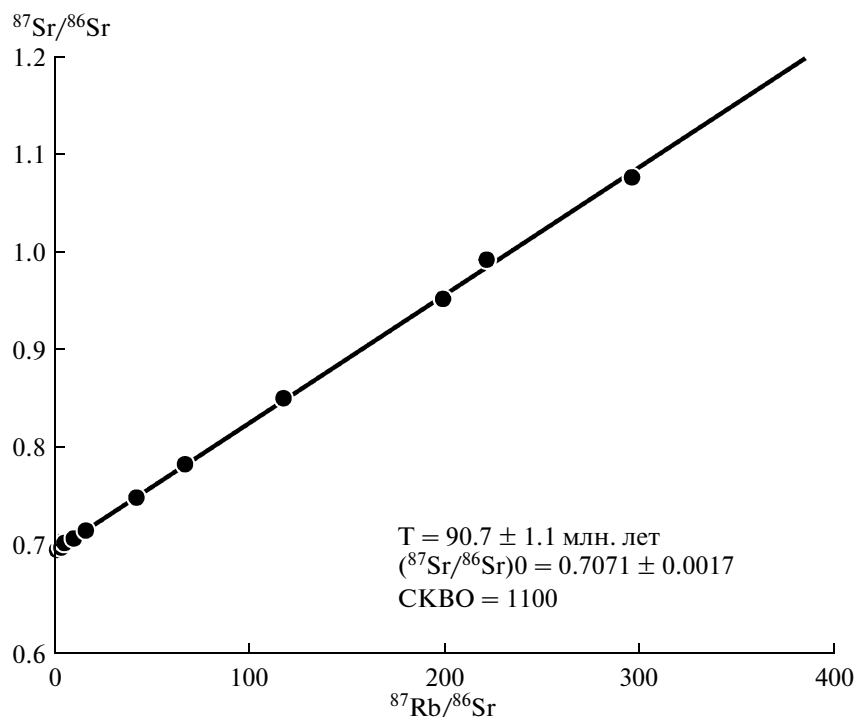
**Таблица 4.** Параметры Rb-Sr-изохрон для магматических пород Нежданинского рудного поля

№ изохроны	Порода	Количество точек, № проб по табл. 3	T, млн. лет $\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 \pm 2\sigma$	СКВО
<i>Курумский массив</i>					
1	Граниты, аплиты (жила), гранодиориты, аплиты (дайка)	17 точек (объединенная изохрона): породы в целом (1, 6, 9, 14); минералы (2, 3, 4, 5, 7, 8, 10, 11, 12, 13, 15, 16, 17)	$90.7 \pm 1.1$	$0.7071 \pm 0.0017$	1100
2	То же	4 точки: породы в целом (1, 6, 9, 14)	$91.9 \pm 5.4$	$0.7069 \pm 0.0025$	2600
3	Граниты	5 точек: порода в целом (1); минералы (2, 3, 4, 5)	$89.6 \pm 1.1$	$0.7071 \pm 0.0010$	1100
4	Аплиты (жила)	3 точки: порода в целом (6); минералы (7, 8)	$90.2 \pm 4.6$	$0.7069 \pm 0.0012$	3
5	Гранодиориты	5 точек: порода в целом (9); минералы (10, 11, 12, 13)	$89.6 \pm 0.7$	$0.70608 \pm 0.00007$	5
6	Аплиты (дайка)	4 точки: порода в целом (14); минералы (15, 16, 17)	$93.0 \pm 3.0$	$0.7071 \pm 0.0053$	30
<i>Гельдинская группа штоков</i>					
7	Кварцевые диориты	5 точек: порода в целом (18); минералы (19, 20, 21, 22)	$92.6 \pm 0.8$	$0.7071 \pm 0.0002$	30
<i>Дайка лампрофиров</i>					
8	Лампрофиры	5 точек: порода в целом (23); минералы (24, 25, 26, 27)	$121.0 \pm 2.8$	$0.70670 \pm 0.00005$	2

Фактор неоднородности начального изотопного состава Sr с учетом наличия в Курумском массиве разных по составу фаций гранитоидных пород, которые могут несколько различаться и по времени образования, представляется вполне реальной причиной наблюдаемого дополнительного разброса точек относительно линии регрессии. Роль этого фактора можно снизить, а вместе с этим и уменьшить погрешности определения Rb-Sr-возраста, путем построения так называемых минеральных изохрон отдельно по точкам проб, относящимся к конкретным типам (образцам) пород. Результаты таких расчетов для всех четырех образцов пород Курумского массива приведены в табл. 4, а для гранодиоритов также на диаграмме (фиг. 9).

Как показывают результаты расчетов, минеральная изохрона 3 для гранитов Курумского массива (валовая проба и четыре минерала) практически повторяет по своим параметрам объединенную изохрону 1, включая и значение СКВО = 1100. В то же время аналогичные минеральные изохроны 4, 5 и 6 для трех других изученных пород — со-

ответственно для жильных аплитов, гранодиоритов и аплитов дайки — характеризуются значениями СКВО на 2–3 порядка меньше и приближаются к 1. При этом по изохроне 5 (фиг. 9), для гранодиоритов, представляющих доминирующую в Курумском массиве фацию пород, получаются наименьшие значения погрешностей расчета возраста ( $T = 89.6 \pm 0.7$  млн. лет) и начального изотопного состава Sr ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70608 \pm 0.00007$ ). Отметим, что значения возраста, отвечающие всем шести изохронам, лежат в интервале 93.0–89.6 млн. лет и согласуются между собой в пределах погрешностей, несмотря на то, что заметно различаются как величины самих погрешностей возраста (от 0.7 до 4.6 млн. лет), так и значения СКВО. Отметим также, что в наименьшей зависимости от неопределенности начального изотопного состава Sr находится Rb-Sr-возраст биотита. Среднее значение возраста, рассчитанное только по парам (биотит — валовая проба) четырех изученных разновидностей пород Курумского массива, равно  $90.2 \pm 1.7$  млн. лет ( $\pm 2\sigma$ ).



Фиг. 8. Rb-Sr-диаграмма для валовых проб и минералов гранитоидов Курумского массива (изохрона 1).

Наиболее предпочтительной оценкой Rb-Sr-возраста пород Курумского массива, на которую будем опираться в дальнейшем, является  $91 \pm 2$  млн. лет ( $\pm 2\sigma$ ), рассчитанная как среднее по минеральным изохронам 4, 5 и 6, характеризующимся минимальными величинами СКВО.

Rb-Sr-изохроны для кварцевых диоритов Гельдинских штоков и лампрофиров дайки (табл. 4) также представляют собой минеральные изохроны. По качеству линейной корреляции точек и точности определяемых параметров  $T$  и  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  они близки к трем рассмотренным выше изохронам для гранодиоритов и аплитов Курумского массива. Rb-Sr-возраст кварцевых диоритов ( $92.6 \pm 0.8$  млн. лет, фиг. 10, изохрона 7) весьма близок к возрасту Курумского массива, а датировка, полученная по лампрофирам ( $121.0 \pm 2.8$  млн. лет, фиг. 11, изохрона 8), дает основание отнести эти породы к проявлениям более древнего (нижнемелового) этапа магматизма в пределах Нежданинского рудного поля.

Начальные отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  в изученных породах Нежданинского рудного поля лежат в диапазоне значений 0.7071–0.7061.

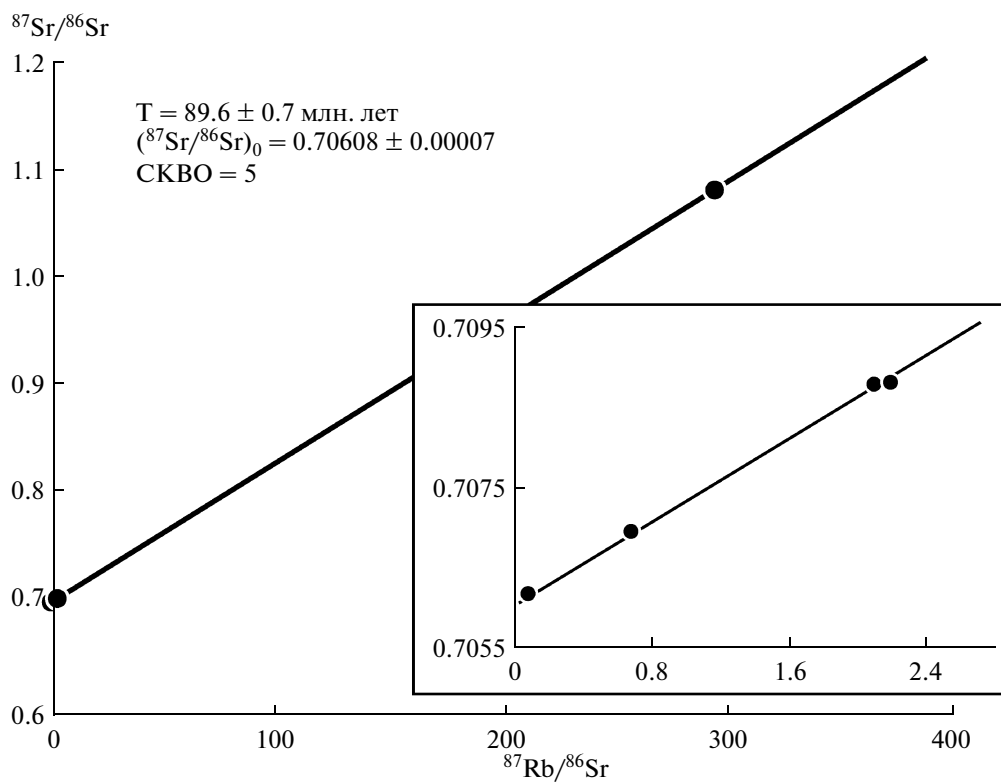
#### *Sm-Nd-данные*

Поскольку целью применения Sm-Nd-метода в настоящей работе было определение модельного Nd-возраста пород, из изучавшейся коллекции

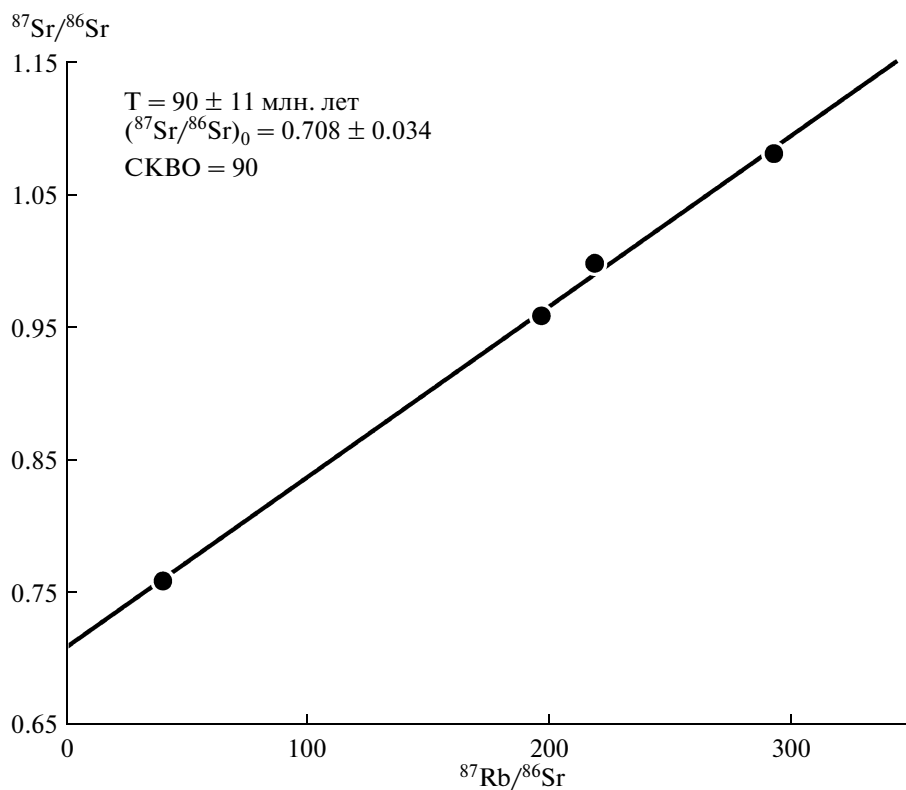
образцов были проанализированы только валовые пробы четырех главных разновидностей пород Нежданинского рудного поля (табл. 5). Аплиты и тем более породообразующие минералы для этой цели не применимы, так как их формирование в магматических камерах сопровождается фракционированием Sm и Nd, в результате чего измеренное в таких образцах современное отношение  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  не может быть использовано при расчете линии эволюции отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (фиг. 12). В табл. 5 при расчете линии эволюции отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  вместе с исходными аналитическими данными приведены рассчитанные эволюционные параметры  $\epsilon_{\text{Nd}}^0$  и  $T_{\text{DM}}$ , которые указывают на то, что протолитом изученных пород являлось вещество древней континентальной коры.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

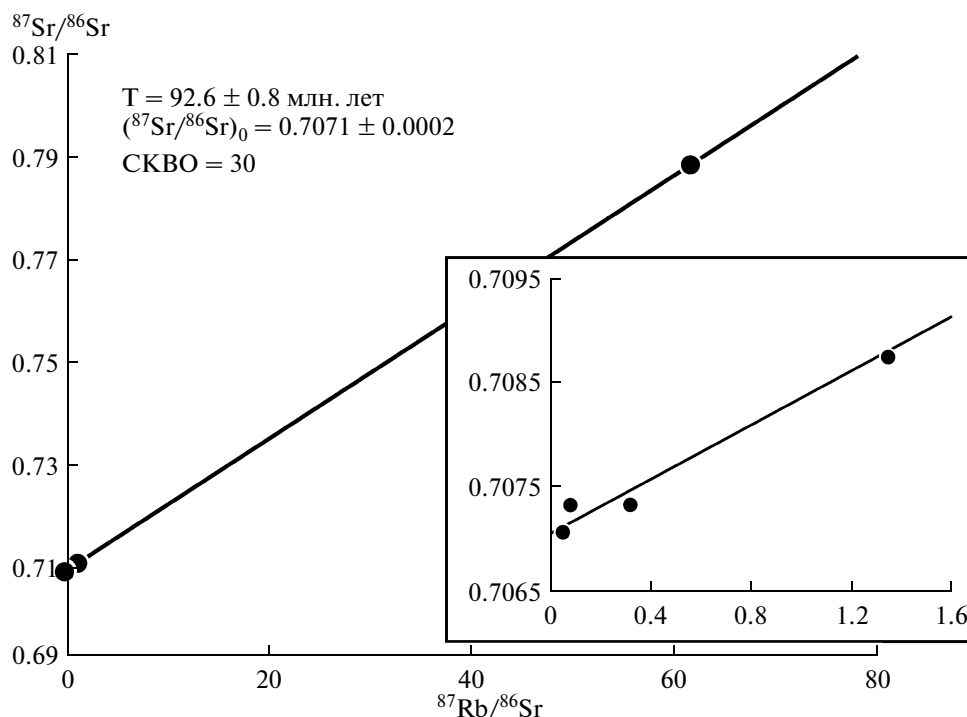
Результаты совместного применения двух независимых методов — U-Pb и Rb-Sr — дают возможность, прежде всего, обосновать верхнемеловой возраст Курумского гранитоидного массива, которому отводилась рудогенерирующая роль в концепции формирования Нежданинского золоторудного месторождения (Гамянин и др., 2000; Бортников и др., 2007). Ключевое значение имеет U-Pb-датировка гранодиоритов Курумского массива по циркону ( $94 \pm 1$  млн. лет) (табл. 2, фиг. 5),



Фиг. 9. Rb-Sr-диаграмма для валовой пробы и минералов гранодиоритов Курумского массива (изохрона 5).



Фиг. 10. Rb-Sr-диаграмма для валовой пробы и минералов кварцевых диоритов Гельдинской группы штоков (изохрона 7).



Фиг. 11. Rb-Sr-диаграмма для валовой пробы и минералов лампрофиров дайкового комплекса (изохрона 8).

которая является весьма достоверной оценкой времени кристаллизации массива. Следующие факторы определяют достоверность этой датировки: 1) циркон выделен из гранодиоритов, т.е. из главной, преобладающей в объеме Курумского массива фации пород; 2) датированный циркон, согласно минералогическим признакам, имеет магматическое происхождение; 3) изотопные U-Pb-характеристики циркона однозначно говорят о том, что в нем преобладает кристаллическая фаза с конкордантным возрастом  $94 \pm 1$  млн. лет. От-

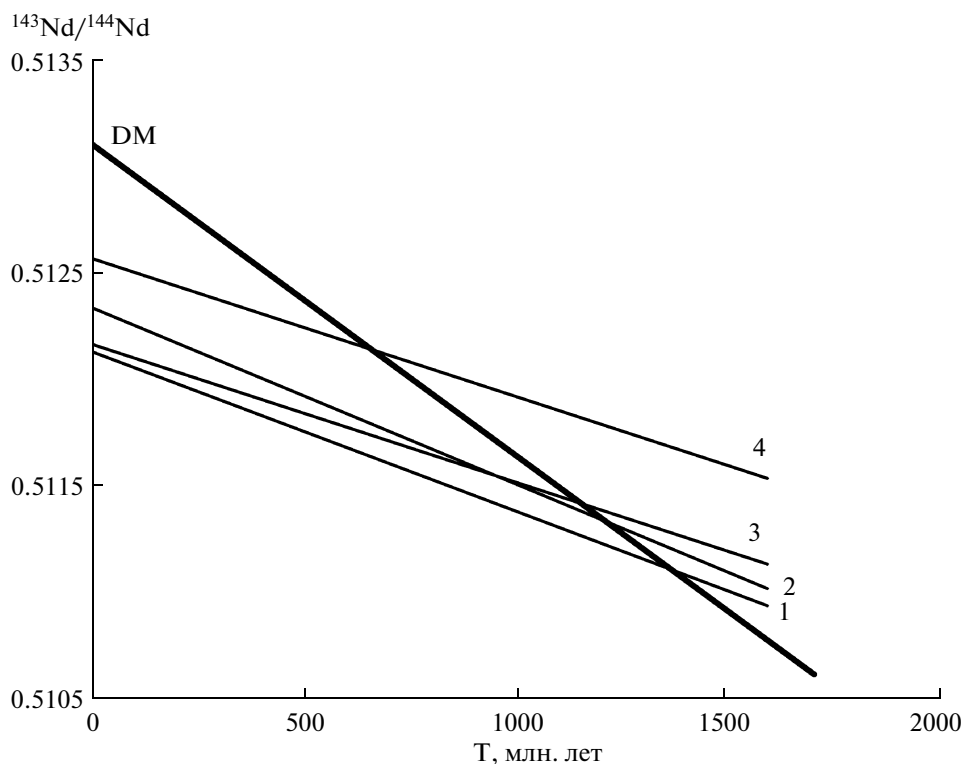
метим также, что в некоторых кристаллах циркона, по данным электронной микроскопии (фиг. 4, X–XII), и по характерному положению дискордии, пересекающей конкордию в точке с возрастом около 1.8 млрд. лет, диагностируются реликты унаследованных ядер. Подобное явление неоднократно фиксировалось при детальном исследовании циркона гранитоидных пород различного возраста.

Все полученные нами по Курумскому массиву Rb-Sr-изохронные датировки определяют воз-

Таблица 5. Sm-Nd-изотопные данные для валовых проб интрузивных пород Неждановского рудного поля

№ пробы	Массив, порода	Nd, мкг/г	Sm, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}^0$	$T_{\text{DM}}$ , млн. лет
1266/б-Б-89	Курумский массив, граниты	23	4.40	$0.11310 \pm 4$	$0.512129 \pm 7$	$-9.9 \pm 0.1$	1340
1267-Б-87	Курумский массив, гранодиориты	20	4.21	$0.12550 \pm 3$	$0.512336 \pm 7$	$-5.9 \pm 0.1$	1230
1274-Б-89	Гельдинские штоки, кварцевые диориты	9.9	1.62	$0.09893 \pm 2$	$0.512171 \pm 7$	$-9.1 \pm 0.1$	1170
1337-Б-92	Дайка, лампрофиров	55	9.0	$0.09827 \pm 5$	$0.512564 \pm 7$	$-1.4 \pm 0.1$	820

Примечание. Значения  $\epsilon_{\text{Nd}}^0$  вычислены относительно параметров резервуара CHUR  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ . Величины модельных Nd-возрастов рассчитаны относительно деплетированной мантии (DM):  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.222$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513114$ .



**Фиг. 12.** Эволюция изотопного состава Nd магматических пород Нежданинского рудного поля.

1 – граниты Курумского массива; 2 – гранодиориты Курумского массива; 3 – кварцевые диориты Гельдинской группы штоков; 4 – лампрофиры дайкового комплекса. DM – линия изотопной эволюции Nd в деплетированной мантии. Линия DM рассчитана в соответствии с параметрами:  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.222$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513114$ .

раст кристаллизации пород массива как верхне-меловой и не противоречат его U-Pb-датировке по циркону, несмотря на то, что они моложе на 1–4 млн. лет. Причина систематически более молодых значений Rb-Sr-возраста по сравнению с U-Pb-датировкой по циркону, по-видимому, – одновременность кристаллизации минералов и закрытия соответствующих изотопно-геохронометрических систем, обусловленная продолжительным остыванием Курумского массива и большой разницей температур закрытия U-Pb- и Rb-Sr-систем. Учитывая высокие (1250–1300°C) температуры кристаллизации циркона при его синтезе (Краснобаев, 1986), допустимо считать, что образование циркона в гранитоидной магме могло начаться в магматической камере раньше биотита. Температура закрытия U-Pb-системы циркона, составляющая около 900°C (Dahl, 1997), была достигнута практически одновременно с кристаллизацией гранитоидных пород массива. Температура закрытия изотопной Rb-Sr-геохронометрической системы биотита лежит в интервале 300–350°C (Dickin, 2005). Если принять, что упоминавшееся выше рассчитанное по трем минеральным Rb-Sr-изохронам среднее значение возраста  $91 \pm 2$  млн. лет датирует момент закрытия изотопной Rb-Sr-системы биоти-

та – минерала, определяющего угол наклона всех изохрон, то остывание массива до температуры 300°C длилось не более 3 млн. лет со средней скоростью  $\sim 200^\circ\text{C}/\text{млн. лет}$ . Такое достаточно продолжительное остывание Курумского массива вполне согласуется с отмеченным выше при его геологическом описании широким ореолом (2–3 км) контактово-метаморфизованных пород, которые непосредственно на контакте с гранитоидами представлены роговиками различного минерального состава. Аналогичная продолжительность остывания (около 2 млн. лет) фиксируется по разнице U-Pb-возраста циркона и Ar-Ar-возраста слюд (биотита и мусковита) для гранитоидных батолитов различного возраста мезоабиссальной фации глубинности, формировавшихся в обстановке постколлизийного растяжения (Травин и др., 2012). Вполне вероятно, что перераспределение Sr между минералами породы, сопровождавшее его диффузионную потерю из биотита в период остывания Курумского массива, не привело к полному изотопному уравновешиванию, что и явилось причиной неоднородности изотопного состава Sr, проявившейся в повышенных значениях СКВО.

При интерпретации Rb-Sr-возраста кварцевых диоритов Гельдинской группы штоков, детализа-

ция, аналогичная приведенной для Курумского массива, — невозможна, поскольку Rb-Sr-возраст кварцевых диоритов рассчитан только по одной Rb-Sr-минеральной изохроне; для этих пород мы не располагаем U-Pb-данными по циркону. Rb-Sr-изохронная датировка кварцевых диоритов  $92.6 \pm 0.8$  млн. лет (табл. 4, фиг. 10), лежащая в пределах значений U-Pb- и Rb-Sr-возраста гранитов Курумского массива, по своим характеристикам дает основание считать ее возрастом кварцевых диоритов Гельдинской группы штоков.

Минералогические особенности циркона из дайки лампрофиров (фиг. 6, VI–X) указывают на его магматическое происхождение. U-Pb-датировка  $121 \pm 1$  млн. лет, полученная для этого циркона по пересечению дискордии с конкордией, по своей точности аналогична датировке циркона из гранодиоритов Курумского массива и может быть принята в качестве возраста кристаллизации расплавов, из которых сформировались дайки лампрофиров. В отличие от циркона из гранодиоритов Курумского массива циркон из лампрофиров датируется не по нижнему, а по верхнему пересечению дискордии с конкордией. Вследствие того, что точки составов циркона из лампрофиров лежат очень близко к конкордии, нижнее пересечение дискордии, аппроксимирующей эти точки, определяется с большой погрешностью. Однако оно указывает на небольшую (возможно современную) потерю радиогенного Pb U-Pb-системой циркона.

Таким образом, в пределах Нежданинского рудного поля присутствуют разновозрастные магматические породы, которые по времени образования относятся к проявленным в Южно-Верхоянском поясе двум эпохам магматизма — нижнемеловой и верхнемеловой. Проявлениями первой эпохи в Нежданинском рудном поле являются лампрофиры дайкового комплекса, возраст которых, учитывая идеальное согласие данных U-Pb- и Rb-Sr-методов, можно принять равным  $121 \pm 1$  млн. лет. В последующую верхнемеловую эпоху образовались гранитоиды Курумского массива и кварцевые диориты Гельдинской группы штоков. Время их образования, согласно рассмотренным выше данным, определяется возрастом  $94 \pm 1$  и  $92.6 \pm 0.8$  млн. лет соответственно. Датированные нами нижнемеловые лампрофиры дайкового комплекса имеют возрастные аналоги только среди интрузивных пород за пределами Нежданинского рудного поля: согласно опубликованным изотопно-геохронологическим данным (Layer *et al.*, 2001; Prokoriev *et al.*, 2009), в Южно-Верхоянском поясе таковыми являются Дыбинский, Тарбаганахский и Уэмяхский гранитоидные массивы. На территории Нежданинского рудного поля к верхнемеловым образованиям, помимо Курумского массива и Гельдинской группы штоков, относятся Веткинский и Яманский массивы (фиг. 2).

Крупномасштабная золоторудная минерализация Нежданинского месторождения, как показывают результаты Rb-Sr-датирования рудного кварца (Чугаев и др., 2010), а также данные Ar-Ar ( $120 \pm 1$  млн. лет) и K-Ar ( $119 \pm 4$  млн. лет)-методов, полученные по серициту из рудных метасоматитов (Бахарев и др., 2011), имеет нижнемеловой возраст. Внедрение гранитоидов Курумского массива и диоритовых пород Гельдинской группы штоков в рудовмещающую песчано-сланцевую толщу ниже-верхнепермского возраста произошло на 25–28 млн. лет позже, что, очевидно, свидетельствует о неучастии этих пород в формировании рудогенерирующей системы Нежданинского месторождения. С зонами грейзенизации Курумского массива связано самостоятельное Au-редкометальное оруденение со специфической ассоциацией золота и висмутовых минералов (Гамянин и др., 2003). Однако результаты проведенного нами детального изучения изотопного состава Pb и Sr ограничивают роль гранитоидов Курумского массива и диоритов Гельдинской группы штоков как источников вещества золоторудной минерализации — собственно Нежданинского месторождения (Чернышев и др., 2011<sub>1</sub>).

Базирующаяся на новых геохронологических и изотопно-геохимических (Pb, Sr) данных корректировка опубликованной ранее (Гамянин и др., 2000) модели формирования Нежданинского месторождения заключается, во-первых, в исключении Курумского массива и Гельдинской группы штоков, принадлежащих к более молодому тектоно-магматическому циклу активизации региона, как составных частей золоторудной Нежданинской рудно-магматической системы. Изучение Pb-Pb-изотопной систематики руд и пород района Нежданинского месторождения с помощью высокоточного метода изотопного анализа MC-ICP-MS привело к заключению, что в Нежданинском месторождении, наряду с преобладающим компонентом Pb, мобилизованным из терригенных пермских пород, присутствует магматогенный Pb (Чернышев и др., 2011<sub>1</sub>). Поэтому вторая корректировка генетической модели Нежданинского месторождения сводится к признанию участия флюидогенерирующего магматического очага нижнемелового возраста, существовавшего в зоне долгоживущего глубинного Кидерикинского разлома. Существование такого очага подтверждается присутствием нижнемеловых гранитоидных массивов на флангах Нежданинского рудного поля и даек в пределах рудного поля и самого месторождения, которые, как впервые показано в настоящей работе, также имеют нижнемеловой возраст.

В связи с вопросом о происхождении очагов магм ниже- и верхнемелового возраста представляют интерес результаты Sm-Nd-изучения магматических пород Нежданинского рудного

поля (табл. 5). Величины отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , составляющие в изученных породах  $\sim 0.1$ – $0.12$ , не сильно различаются и в целом характерны для магматических пород кислого и среднего состава.

Значения  $\varepsilon_{\text{Nd}}^0$  являются отрицательными (вплоть до  $-9.9$ ) и указывают на происхождение магматических пород Нежданнинского рудного поля из химически дифференцированного вещества континентальной коры. Экстраполяция изотопных отношений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в изученных породах вглубь времени, с учетом измеренных для них значений отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  до пересечения с линией изотопной эволюции Nd в деплетированной мантии (DM) (фиг. 12), определяет модельный Nd-возраст пород ( $T_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$ ) (табл. 5). Величина ( $T_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$ ) в соответствии с моделью (DePaolo, 1981) определяет минимальный возраст источника – протолита пород.

Как видно, гранитоиды Курумского массива диориты и кварцевые диориты Гельдинской группы штоков характеризуются близкими величинами ( $T_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$ ) в диапазоне 1340–1170 млн. лет. Лампрофиры дайкового комплекса отличаются более высоким современным отношением  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и характеризуются несколько отличным от верхнемеловых пород значением ( $T_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$ ) (820 млн. лет).

В этих данных по существу и выражается отличие изотопных характеристик нижнемеловых лампрофиров от верхнемеловых гранитоидов и диоритов Нежданнинского рудного поля. Последние, как было установлено ранее (Чернышев и др., 2011), отличаются по изотопным характеристикам Pb от расположенных севернее Нежданнинского рудного поля раннемеловых гранитоидов Дыбинского массива. Однако величина начального изотопного отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  в пределах рудного поля является достаточно однородной в породах различного возраста и состава и лежит в пределах  $0.706$ – $0.707$ . Изотопные характеристики Pb, Sr и Nd при некотором их различии для нижнемеловых и верхнемеловых пород в совокупности определенно указывают, что магматические очаги мелового времени в Южно-Верхоянском поясе сформировались за счет переплавления вещества древней континентальной коры. Этот вывод находится в согласии с тектонической схемой этого региона (Prokoriev *et al.*, 2009). Он поддерживается упомянутыми выше Pb-Pb-изотопными данными по рудному Pb (Чернышев и др., 2011). Последние показывают, что магматический компонент рудного Pb Нежданнинского месторождения обладал изотопными метками, характерными для Pb нижнекорового происхождения: повышенными по сравнению со среднекоровыми значениями изотопного отношения  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и наоборот – пониженными

значениями  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , которые в совокупности определяют высокое отношение Th/U в источнике ( $\sim 4.0$ ) и значения  $9.37$ – $9.50$  параметра  $\mu = ^{238}\text{U}/^{234}\text{Pb}$ . Отмеченные выше при петрографическом описании пород особенности минерального состава лампрофиров Нежданнинского рудного поля – присутствие в них ксеногенных резорбированных зерен минералов – свидетельствуют, что глубинный раннемеловой магматический очаг ассимилировал терригенно-карбонатные породы рифея и нижнего палеозоя, залегающие в настоящее время в районе Нежданнинского месторождения на глубине 10–15 км. В гранитоидах Курумского массива присутствуют зерна граната, которые по минералогическим признакам идентифицируются как реститы корового докембрийского субстрата. Наконец, прямым доказательством участия вещества рифейской коры в формировании гранитоидных магматических очагов мелового возраста может служить присутствие в зернах циркона реликтов унаследованных ядер, возраст которых, как было показано выше (фиг. 5), составляет около 1.8 млрд. лет.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты прецизионного U-Pb (ID-TIMS)-датирования циркона в сочетании с изохронными Rb-Sr-данными по породообразующим минералам показывают, что в Нежданнинском рудном поле присутствуют породы, относящиеся к двум эпохам магматизма, проявленным в Южно-Верхоянском поясе, – нижнемеловой и верхнемеловой. Дайки лампрофиров, с которыми пространственно и во времени связана промышленная золото-кварцевая минерализация, имеют возраст  $121 \pm 1$  млн. лет. Возраст гранитоидов Курумского массива и диоритовых пород Гельдинской группы штоков, совпадающий в пределах погрешностей определения, равен соответственно  $94 \pm 1$  и  $92.6 \pm 0.8$  млн. лет. На территории Нежданнинского рудного поля имеются только верхнемеловые аналоги датированных нами пород: к ним относятся Веткинский и Яманский гранитоидные массивы. Приведенные выше датировки, согласно новейшей шкале геологического времени (Geologic Time Scale, 2009, ICS – IUGS), отвечают раннему апту нижнего мела и границе сеноман–турон верхнего мела.

Результаты изотопного датирования вносят уточнения в ранее предложенную модель (Гамянин и др., 2000; Бортников и др., 2007) формирования Нежданнинского золоторудного месторождения. Первое уточнение заключается в исключении Курумского массива и Гельдинской группы штоков как составных частей Нежданнинской рудно-магматической системы. Второе уточнение сводится к признанию участия глубинного флюидогенерирующего магматического очага ранне-

мелового возраста, существовавшего под месторождением в зоне Кидерикинского разлома.

Изотопная систематика Nd, Sr и Pb с учетом некоторых минералого-геохимических особенностей интрузивных пород Нежданинского рудного поля выявляет черты сходства и некоторые различия магматических очагов ранне- и поздне-мелового времени в Южно-Верхоянском поясе. И первые и вторые произошли за счет вещества докембрийской (рифейской) коры, имеющей возраст около 1.8 млрд. лет. Магматический компонент рудного Pb Нежданинского месторождения, характеризующий раннемеловой глубинный очаг, предположительно существовавший под месторождением, показывает отчетливые U-Th-Pb-изотопно-геохимические “метки” нижней коры.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена в рамках исследований по Госконтракту № 16.515.11.5014.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
- Акинин В.В., Хоуриган Дж., Райт Дж. и др. Новые данные о возрасте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (U-Pb-SHRIMP-датирования) // Изотопное датирование процессов рудообразования магматизма, осадконакопления и метаморфизма. М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т. 1. С. 22–26.
- Бахарев А.Г. Магматизм Нежданинского рудно-магматического узла // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 5–8.
- Бахарев А.Г., Зайцев А.И. Южно-Верхоянский метаморфический пояс и сопряженные с ним магматические образования // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. С. 269–275.
- Бахарев А.Г., Алпатов В.В., Зайцев А.И. Геолого-генетическая модель Нежданинской золотоносной рудно-магматической системы // Отечественная геология. 2002. № 5. С. 3–8.
- Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Прокопьев А.В. и др. Гранитоидный магматизм и формы связи с ним золотого оруденения Нежданинского рудно-магматического узла // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона. Якутск, 2011. Т. 2. С. 25–30.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В. и др. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145.
- Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2000.
- Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г. и др. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003.
- Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н. и др. Гранитоиды Южного Верхоянья. М.: Наука, 1970.
- Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998.
- Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М.: Наука, 1979.
- Индолев Л.Н. Магматизм и связь с ним оруденения в северной части Южно-Верхоянского синклинория // Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии. М.: Наука, 1965. С. 15–85.
- Коростелев В.И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1982.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Геохронология и проблема генезиса гранитоидов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980.
- Прокопьев А.В., Гамянин Г.Н., Бахарев А.Г. и др. Тектоника, геодинамика и металлогения зоны сочленения и взаимодействия (интерференции) Верхоянского складчато-надвигового пояса, Охотского террейна и Колымо-Омолонского микроконтинента // Рудогенез и металлогения Востока Азии. Якутск, 2006. С. 141–145.
- Силичев М.К., Белозерцева Н.В. Распределение золота в осадочных и изверженных породах района Нежданинского золоторудного месторождения // Геохимия. 1973. № 6. С. 931–935.
- Симанович И.М., Андрианов Н.Г. Начальный метаморфизм пород верхоянского комплекса (Южное Верхоянье) // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 3. С. 103–115.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988.
- Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука // Интерпериодика”, 2001.
- Тихомиров П.Л., Правикова Н.В. Возраст Удско-Мургамского вулканического пояса (Северо-Восток Азии): первые SHRIMP U-Pb-даты по цирконам // Современное состояние наук о Земле. М., 2011. С. 1871–1874.
- Травин А.В., Владимиров А.Г., Бабин Г.А. и др. Термохронология гранитоидных батолитов (U-Pb, Ar-Ar) и оценка длительности орогенических событий // Матер. V Росс. конф. по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 350–352.
- Хитрунов А.Г., Кухтинский Г.Г., Мельцер М.Л. Геохимические особенности гранитоидов Южно-Верхоянского синклинория и связь с ними золоторудных месторождений // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1975. С. 178–215.
- Чернышев И.В., Бортников Н.С., Чугаев А.В. и др. Источники металлов крупного орогенного золоторудного Нежданинского месторождения (Якутия, Россия): результаты высокоточного изучения изотопного состава свинца (MC-ICP-MS) и стронция // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 395–418.
- Чернышев И.В., Коваленкер В.А., Гольцман Ю.В. и др. Изохронное Rb-Sr-датирование процессов позднепалеозойского эпитептермального рудогенеза на примере

- месторождения золота Кайрагач (Кураминский рудный район, Срединный Тянь-Шань) // Геохимия. 2011<sub>2</sub>. № 2. С. 115–128.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Бортников Н.С. и др.* Rb-Sr-изотопная систематика гидротермальных минералов, возраст и источники вещества золоторудного месторождения Нежданинское (Якутия) // Докл. РАН. 2010. Т. 434. № 4. С. 534–539.
- DePaolo D.J.* Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. V. 291. P. 193–196.
- Dickin A.P.* Radiogenic isotope geology. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2005.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al.* Geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. № 11. P. 2033–2049.
- Green T.H.* Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T-indicator // Contr. Mineral. and Petrol. 1977. V. 65. P. 59–67.
- Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
- Krogh T.E.* Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 637–649.
- Layer P.W., Newberry R., Fujita K. et al.* Tectonic setting of and plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. V. 29 P. 167–170.
- Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991.
- Ludwig K.R.* ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. № 1a.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jager E.* Subcommission of geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. № 2. P. 359–362.