

... надо научиться с ними (минералами) разговаривать, их понимать, читать по ним историю их образования, и по ней восстанавливать историю становления района, месторождения, рудного тела...

А.И. Гинзбург, 31.03.1983

## РОЛЬ ТИПОМОРФИЗМА МИНЕРАЛОВ В ИНТЕРПРЕТАЦИИ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ (НА ПРИМЕРЕ ФЛЮОРИТА ВОЗНЕСЕНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА)

© 2004 г. И. И. Куприянова\*, Б. В. Беляцкий\*\*, Е. П. Шпанов\*,  
О. А. Кукушкина\*, К. А. Кувшинова\*, В. А. Рассулов\*

\*Всероссийский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского МПР РФ  
119017 Москва, Старомонетный пер., 31, Россия; e-mail: kuprijan@aha.ru

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

Поступила в редакцию 20.11.2003 г.

На примере Вознесенского рудного района (Приморье), известного уникально крупными Li-Be-флюоритовыми месторождениями апокарбонатно-грейзенового типа, показана важность минералогических исследований для интерпретации результатов изотопных исследований, которые были предприняты с целью определения возрастных соотношений и источников вещества магматических пород и руд. Датирование Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb методами позволило уточнить возрастную последовательность протолитонитовых и биотитовых гранитов, Nb-Ta и Sn-оруденения разных формаций и габбро-монцитонитов. Для флюорита из Li-Be-флюоритовых руд Вознесенского и Погранично-го месторождений были получены три изохроны (428, 423 и 372 млн. лет), которые могли бы дать представление о большой длительности рудообразования, прерывавшегося внедрением монцитонитов. Однако этому противоречит тренд изменения распределения РЗЭ в последовательных генерациях флюорита, а также его ЭПР и люминесцентные свойства. Установлено, что изохрона 372 млн. лет соответствует ранним генерациям флюорита, а изохроны 423 и 428 млн. лет – флюориту с распределением РЗЭ, близким к таковому в известняке, т.е. эти датировки сильно завышены и обусловлены контаминацией при апокарбонатном метасоматическом замещении, что удалось выявить именно благодаря детальному изучению типоморфных свойств флюорита. Характер спектров РЗЭ флюорита позволяет распознавать стадии рудообразования, на которых он отлагался, а также устанавливать тип материнских гранитов флюоритового оруденения в пределах данного рудного района. Изучение Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем горных пород и флюорита показало также, что в составе магматических пород и постмагматических руд района присутствует как коровый, так и мантийный материал. По возрастанию мантийной и убыванию коровой составляющих магматические породы располагаются в ряд, который соответствует степени их близости к глубинному разлому, маркируемому цепочкой габбро-монцитонитовых интрузивов в центральной части рудного района. По мере развития рудно-магматического процесса роль мантийного вещества в нем возрастает, что можно связать с проникновением тектонических структур на более глубинные уровни литосферы. Поле ранних генераций флюорита из Li-Be-флюоритовых руд на изотопной диаграмме отвечает составу обогащенной мантии ЕМП, что может быть ключом для выявления причин крупномасштабного рудообразования вблизи узла пересечения крупных глубинных разломов. Широкий диапазон изотопных характеристик флюорита в зависимости от стадий рудообразования и положения в вертикальном разрезе крупных Li-Be-флюоритовых месторождений может служить критерием масштабности оруденения и отличия их от небольших проявлений, где изотопные вариации флюорита невелики.

На современном этапе большое развитие получили геохимические, в том числе изотопные, исследования, позволяющие решать фундаментальные вопросы геологии. В связи с этим особую актуальность приобрело направление минералогии, ранее называвшееся учением о типомор-

физме минералов. Мощный импульс в развитии этого направления дали труды А.Е. Ферсмана, Ф.В. Чухрова, А.И. Гинзбурга, Н.П. Юшкина. Сейчас термин “типоморфизм”, особенно в иностранной литературе, употребляется редко, что, однако, не мешает интенсивному исследованию

свойств минералов с целью познания генезиса магматических, метаморфических, осадочных пород и руд, как показали, например, результаты работы XVIII съезда Международной минералогической ассоциации “Минералогия нового тысячелетия” 2002 года в Эдинбурге (Mineralogy..., 2002).

Важность минералогических исследований для интерпретации результатов изотопных анализов будет показана на примере уникально крупных Li-Be-флюоритовых месторождений апокарбонатно-грейзенового типа Вознесенского рудного района (Приморье, юго-восточная окраина Ханкайского кристаллического массива), охарактеризованных ранее в работах (Говоров, 1977; Рязанцева, Шкурко, 1992). С целью уточнения возрастных соотношений пород и руд и определения источников их вещества ранее были изучены Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb изотопные системы в магматических породах и минералах из редкометалльно-флюоритовых и оловорудных месторождений (Рязанцева и др., 2003; Куприянова и др., 2004). Данная статья служит продолжением этих работ. Для интерпретации результатов изотопных исследований привлечены как ранее полученные (Куприянова и др., 2001б), так и новые данные о типоморфных свойствах флюорита Вознесенского и Пограничного Li-Be-флюоритовых месторождений и двух W-Sn-флюоритовых проявлений (Южного участка Ярославского месторождения и Березянского рудопроявления).

#### ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

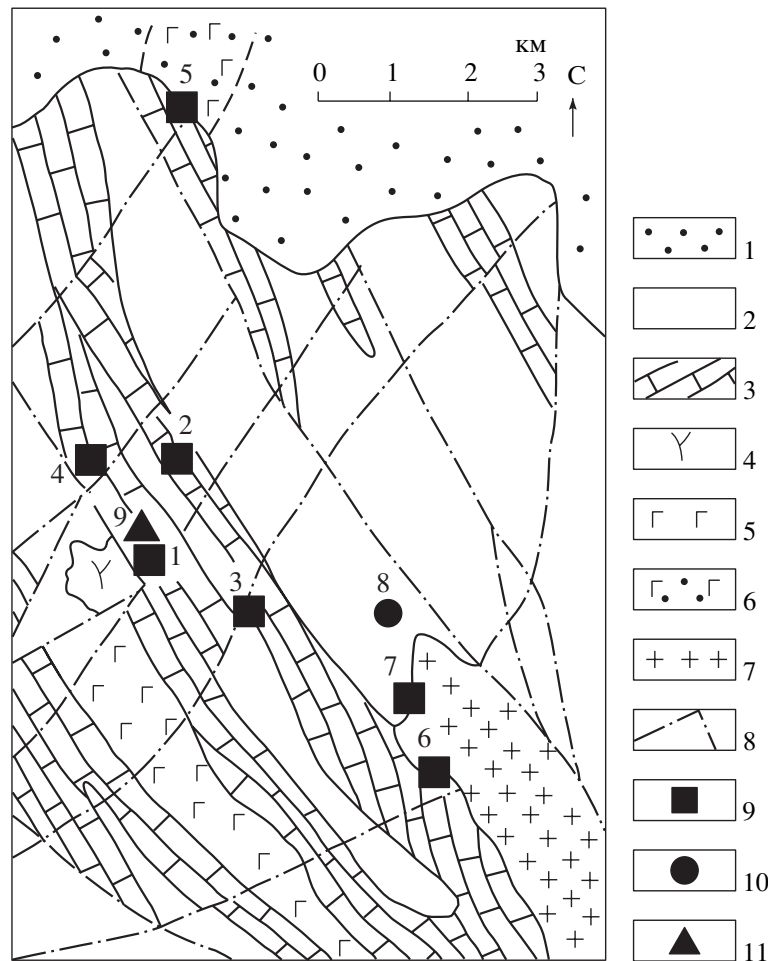
Развитие разнообразных магматических процессов и формирование рудного района в течение  $O_2-S$  происходило в сложной геологической обстановке, которая сочетала признаки разных геодинамических ситуаций и характеризовалась наложением горячей точки на блоково-складчатый ороген, подстилаемый древним фундаментом Ханкайского массива, обогащенным литофильными редкими элементами и фтором.

Среди магматических образований района известны следующие комплексы: ордовикские биотитовые и протолитионитовые граниты, силурийские габбро-монцитонитовиды, среднепалеозойские гранит-порфиры, а также дайковые серии порфиритов и пикродолеритов (рис. 1). Преобладающую роль в рудообразовании играли раннепалеозойские граниты вознесенского комплекса ( $O_2$ ), образующие постскладчатые трещинные интрузии. Выделяется две разновидности гранитов: турмалин-биотитовые (ярославский тип) и биотит-протолитионитовые (вознесенский тип). Первые распространены на всей площади района и слагают сравнительно крупные массивы удли-

ненной формы, согласной с простираем вещающих толщ. Ярославский массив приурочен к осевой части горст-антиклинали в блоке с поднятым фундаментом, Первомайский и другие массивы расположены по периферии рудного района. Протолитионитовые граниты (массивы Вознесенский, Пограничный, Лагерный) образуют небольшие гребневидные интрузивы только в центральном, относительно опущенном блоке рудного поля, вблизи глубинного разлома, маркируемого цепочкой габбро-монцитонитовидных интрузивов. Согласно геофизическим данным Петрищевского (1982, 2002), интрузивы имеют большую вертикальную протяженность и на глубине 700–1000 м сливаются в единый крупный плутон.

По соотношению кремнезема и щелочей граниты ярославского и вознесенского типов не различаются между собой и относятся преимущественно к субщелочным разностям гранитов, частично – лейкогранитов. Однако по другим компонентам различия четкие: граниты вознесенского типа обогащены глиноземом, Rb и Li и обеднены элементами темноцветных минералов (Ti, Fe, Mn, Mg), а Na в них заметно больше, чем K, т.е. эти граниты по своему составу отвечают типичным редкометалльным плаумазитовым разностям. Эти данные подтверждают, что граниты ярославского и вознесенского типов принадлежат к единому комплексу, но дифференцированы в существенно различной степени. Вариации содержания K, Rb и Li во всех магматических породах района (как гранитных, так и базитовых комплексов) укладываются в единый тренд, что свидетельствует в пользу того, что габбро-монцитонитовидный и вознесенский гранитовый комплексы имеют родственный источник. Наиболее крупные Li-Be-флюоритовые месторождения – Вознесенское и Пограничное – располагаются над массивами протолитионитовых гранитов, в апикальной части которых локализовано Nb-Ta оруденение стрюверит-колумбитового типа (Куприянова, Шпанов, 1996). Массивы биотитовых гранитов сопровождаются небольшими оловорудными месторождениями и проявлениями разнообразных минеральных типов.

Компактная залежь Вознесенского месторождения локализована над клиновидным гранитным гребнем, внедрившимся в осевой зоне антиклинальной складки, осложняющей крыло Вознесенской синклинали (рис. 2). Синклиналь сложена рудовмещающими известняками волкушинской свиты, которая перекрыта филлитовидными сланцами коваленковской свиты. Форма залежи апокарбонатных руд контролируется крутопадающими трещинами. Пограничное месторождение расположено в пологом крыле синклинали, и преобладающее влияние послынных трещинных



**Рис. 1.** Схема геологического строения центральной части Вознесенского рудного района (по М.П. Материнову, Ю.С. Липкину, А.А. Рязанцеву, А.М. Петрищевскому).

1 – четвертичные отложения; 2 – терригенные породы (сланцы, алевролиты, песчаники)  $\text{Є}_1$ ; 3 – карбонатные породы  $\text{Є}_1$ ; 4 – гранит-порфиры  $\text{PZ}_3$ ; 5 – габбро-диориты и монзонитоиды  $\text{PZ}_2$ ; 6 – габбро-диориты и монзонитоиды  $\text{PZ}_1$ , перекрытые отложениями кайнозойских впадин; 7 – граниты вознесенского комплекса  $\text{PZ}_1$ ; 8 – разломы; 9 – редкометалльно-флюоритовые месторождения и проявления; 10 – оловорудные месторождения; 11 – цинковое месторождение.

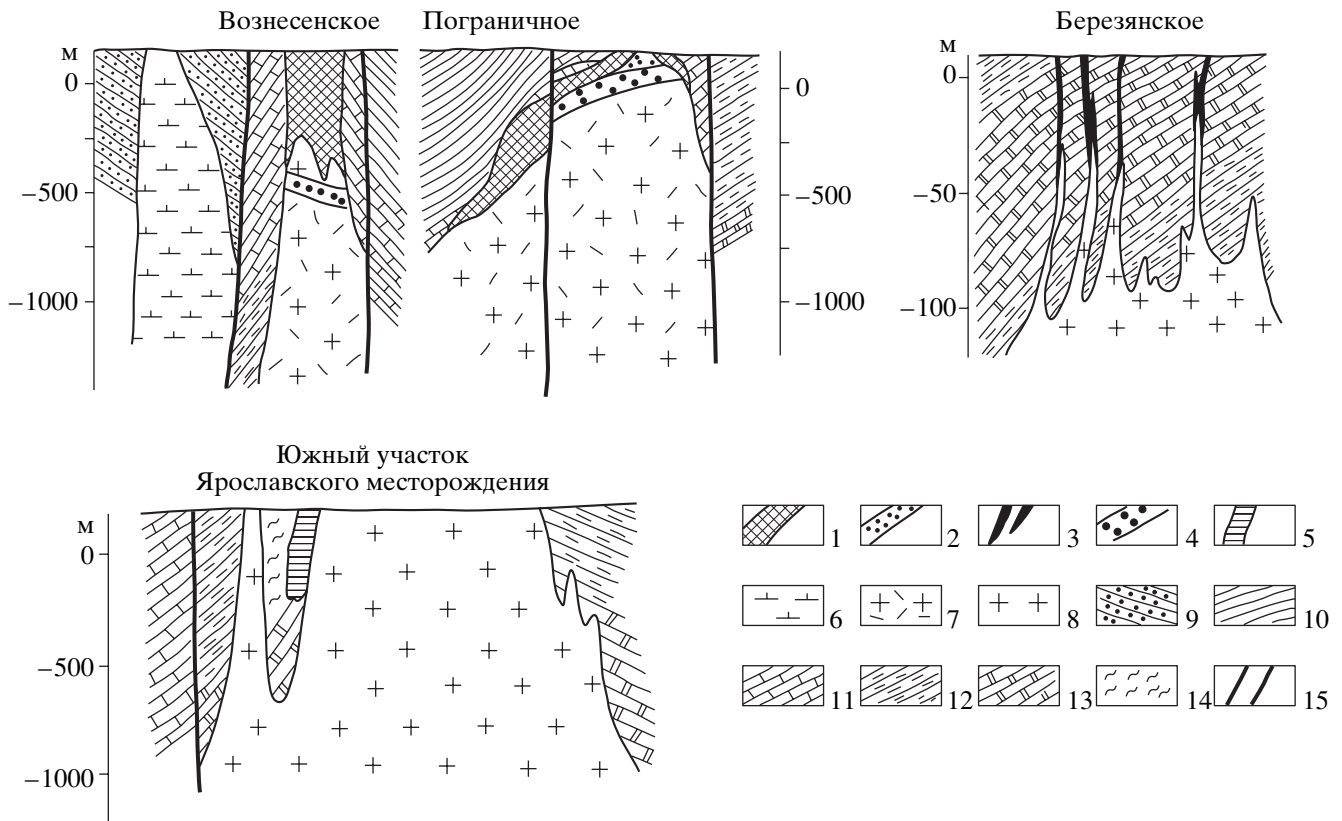
Месторождения и рудопоявления: 1 – Вознесенское, 2 – Пограничное, 3 – Лагерное, 4 – Нагорное, 5 – Березьянское, 6 – Контактное, 7 – Южный участок Ярославского месторождения, 8 – Ярославское, 9 – Вознесенское цинковое.

структур обусловило образование серии пологих залежей, имеющих залегание, субсогласное с осадочно-метаморфическими породами. В составе месторождений выделены минеральные типы апокарбонатных руд: ячеистые с фенакитом, ритмично-полосчатые с хризобериллом, брекчиевые с альбит-кварц-слюдяным цементом, брекчиевые с эвклазом (Куприянова, Шпанов, 1997).

Своеобразные топаз-диаспор-флюоритовые руды слагают небольшой апикальный выступ Пограничного гранитного массива и прилегающие экзоконтактовые зоны (Говоров, 1977; Рязанцева, Шкурко, 1992). Они лишены бериллиевой минерализации и отличаются ха-

рактерной почковидно-коллоидной структурой. Белые топаз-флюоритовые руды развиваются по гранитам, а к экзоконтакту приурочены темные апокарбонатные диаспор-флюоритовые породы.

Формирование месторождений протекало по стандартным для гранитогенного оруденения этапам: скарновый, альбититовый, грейзеновый и гидротермальный, но каждый из них проявлялся своеобразно, благодаря литий-фтористой специализации материнских гранитов и высокой активности F и Li. Скарнообразование здесь не рассматривается. Отмечается не менее двух импульсов альбитизации и грейзенизации. Ранний, высоко-



**Рис. 2.** Схематические геологические разрезы Вознесенского и Пограничного месторождений, Березянского проявления и Южного участка Ярославского месторождения.

1 – редкометалльно(Li-Be)-флюоритовые руды; 2 – топаз-диаспор-флюоритовые руды; 3 – шеелит-флюоритовые руды; 4 – танталовые руды; 5 – касситерит-фенакит-флюоритовые руды; 6 – монзонитоиды и габброиды PZ<sub>2</sub>; 7 – протолитионитовые граниты PZ<sub>1</sub> (Вознесенский и Пограничный массивы); 8 – турмалин-биотитовые граниты PZ<sub>1</sub> (Березянский и Ярославский массивы); 9–13 – терригенно-карбонатные породы E<sub>1</sub>: 9 – березянская свита (сланцы, алевролиты), 10 – коваленковская свита (филлитовидные сланцы), 11 – волкушинская свита (органогенные известняки), 12 – верхненовоярославская подсвита (сланцы), 13 – нижненовоярославская подсвита (хемогенные известняки, доломиты, сланцы); 14 – тектониты; 15 – тектонические нарушения.

температурный этап, с которым связано Nb-Ta оруденение, был замкнут внутри гранитных массивов, и в ходе его альбитизация была проявлена шире, чем грейзенизация. Более поздний этап выходил за пределы гранитов, именно здесь развивалось крупномасштабное Li-Be-флюоритовое оруденение, а по интенсивности грейзеновый процесс значительно превосходил альбититовый. Каждый этап имеет сложную историю развития и подразделяется на ряд стадий со своими минеральными ассоциациями (табл. 1) (Куприянова, Шпанов, 1997).

Касситерит-фенакит-турмалин-флюоритовые руды Южного участка Ярославского месторождения, расположенного между северо-западным контактом одноименного массива и его апофизой, приурочены к небольшому клину известняков новоярославской свиты, пересекаемому тектонической зоной дробления (Рязанцева, Шкурко, 1992) (рис. 2). Биотитовые гра-

ниты в эндоконтактной зоне и в апофизе превращены в кварц-мусковитовые грейзены с маломощными зонками топаз-кварцевого состава. Касситерит-фенакит-турмалин-флюоритовые руды, развивавшиеся как по известнякам, так и по тектонитам, рассматриваются как апокарбонатные грейзены (Говоров, 1977).

Березяnskое рудопроявление располагается в осевой части северного окончания Ярославской антиклинали, в поле гравитационного максимума, связанного с Восточно-Березяnskим габбро-монзонитоидным интрузивом, скрытым под четвертичными отложениями (Петрищевский, 2002). Вмещающие известняки и сланцы принадлежат к новоярославской свите и прорваны массивом биотитовых гранитов. Рудные прожилково-метасоматические зоны локализованы в надкупольной части гранитного массива, где осадочно-метаморфические породы пересекаются гранитными апофизами и дайками порфиринов (рис. 2). Рудные

**Таблица 1.** Схема последовательности рудообразования Вознесенского и Пограничного месторождений

Этапы	Стадии, фации	Формы проявления	$T, ^\circ\text{C}$ $P, \text{кбар}$	Минералы	Генерации флюорита
Ранний альбитовый		Апогранитный метасоматоз	550–450 <sup>1)</sup> 1.2–1.3	Альбит, кварц, микроклин, колумбит, касситерит	Алб I
Ранний грейзеновый	Микроклин-топаз-кварцевая		410–386 <sup>2)</sup>	Кварц, топаз, микроклин, альбит, протолитионит, колумбит, стрюверит, касситерит	
		Жилы, прожилки	380–325 <sup>2)</sup>	Кварц, топаз, микроклин, альбит, циннвальдит, касситерит, вольфрамит, берилл	
	Диаспор-топаз-флюоритовая	Апогранитные и экзоконтактовые тела	305–220 <sup>5)</sup> 0.5 <sup>1)</sup>	Флюорит, топаз, диаспор, пирофиллит	Топ I Топ II
Поздний альбитовый	Кварц-альбитовая	Цемент брекчий, прожилки		Кварц, альбит, циннвальдит, берилл, фенакит, касситерит	Цбр I
	Альбит-флюоритовая	Апокарбонатный метасоматоз	360 <sup>1)</sup> , 285 <sup>3)</sup> 0.5 <sup>1)</sup>	Флюорит, альбит, фенакит, турмалин, берилл	Мет I
Поздний грейзеновый	Слюдисто-флюоритовая стадия. Фации: хризоберилловая, фенакитовая		440–290 <sup>4)</sup> 0.48–0.64 <sup>3)</sup>	Флюорит, Li-фенгит, мусковит, турмалин, эфесит, хризоберилл, фенакит, эвклаз, берилл, корунд	Мет II Мет III
	Кварц-мусковитовая	Апогранитный метасоматоз, цемент брекчий		Кварц, мусковит, пирит	Цбр II
	Эвклазовая	Цемент брекчий		Флюорит, мусковит, эвклаз	Эвк I
Гидротермальный	Кварц-кальцитовая	Прожилки		Кальцит, кварц, флюорит, берtrandит	

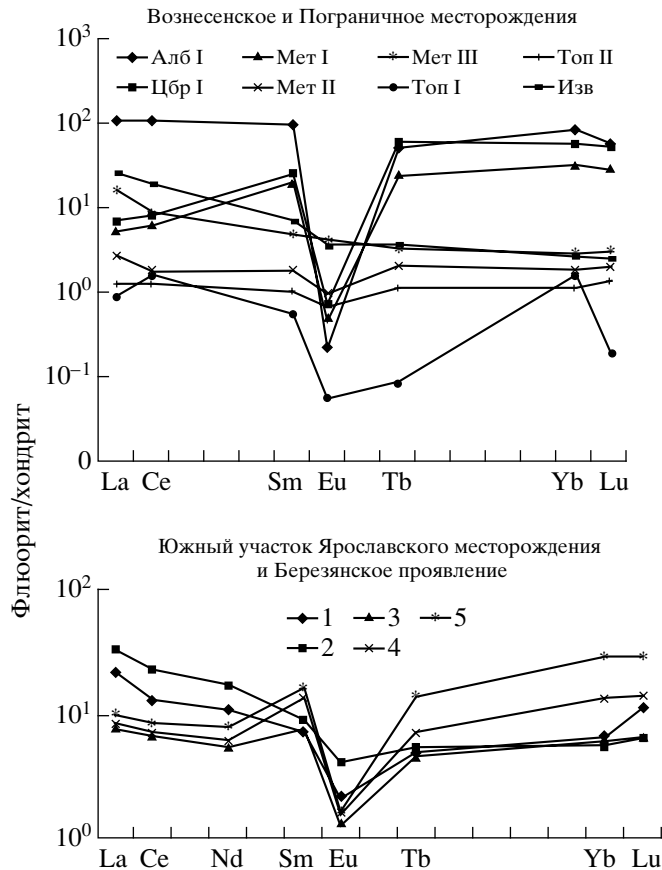
Примечание.  $\uparrow\downarrow$  Стрелки означают, что брекчирование и кварц-альбитовая стадия проявлялись неоднократно, как на до-рудных, так и интратрудных стадиях.

<sup>1)</sup> Говоров, 1977. <sup>2)</sup> Руб, 1980. <sup>3)</sup> Порывкин и др., 1976. <sup>4)</sup> Соколов и др., 2002. <sup>5)</sup> Луговской, 1968.

зоны приурочены к зонам трещиноватости или к контактам гранитных апофиз и представляют собой маломощные (1–6 м) линзовидные тела небольшой (порядка 50 м) протяженности с крутым падением, часто разобщенные между собой на десятки метров.

По минеральному составу и облику флюоритовые руды участка не имеют аналогов в пределах Вознесенского района и относятся к отдельному шеелит-флюоритовому минеральному типу. Они сложены биотит-амфибол-флюоритовыми метасоматитами с шеелитом и фенакитом и представляют собой средне-, крупно- и мелкозернистые породы зеленовато-серого цвета. Текстура пород массивная и линзовидно-пятнистая, структура – нечетко ячеистая. Флюорит отличается светло-серой окраской без фиолетовых оттенков.

Содержание силикатных минералов, расположенных в интерстициях флюорита, выше, чем на других месторождениях, и достигает 30–50 об. %, а их видовой набор разнообразнее. Помимо амфибола и биотита, отмечаются кварц (до 10–30%), альбит (частично замещенный серицитом или скаполитом), гранат, хлорит. Нередко присутствует карбонат, иногда до 5–10%. Постоянно отмечается вкрапленность пирита, пирротина, шеелита и апатита. Ксеноморфные зерна шеелита (0.05–0.8 мм) ассоциируют с кварцем, амфиболом и другими минералами в интерстициях флюорита. Содержание вольфрама составляет 0.05–0.07 мас. %. Соотношение темноцветных минералов определяется локальной метасоматической зональностью. Во внешних зонах присутствует амфибол (до 15%). По характеру плеохроизма он близок к роговой обманке. Во внутренних зонах он сменяется биотитом (до 10%).



**Рис. 3.** Эволюция распределения РЗЭ (по средним значениям) во флюорите Вознесенского и Пограничного месторождений, а также Южного участка Ярославского месторождения и Березянского проявления.

Флюорит из руд Вознесенского и Пограничного месторождений: Алб I – из альбититов; Цбр I – из цемента взрывных брекчий; Мет I, Мет II, Мет III – из апокарбонатных руд; Топ I и Топ II – из диаспор-топаз-флюоритовых руд; Изв – среднее содержание РЗЭ в известняках Китайской платформы (Мигдисов и др., 1994).

Флюорит из руд Южного участка Ярославского месторождения: 1 – обр. Ю-4, 2 – обр. Ю-5; флюорит из руд Березянского проявления, ассоциирующий: 3 – с амфиболом (обр. 850-4), 4 – с зеленым биотитом (обр. 850-9), 5 – с коричневым биотитом (обр. 850-8).

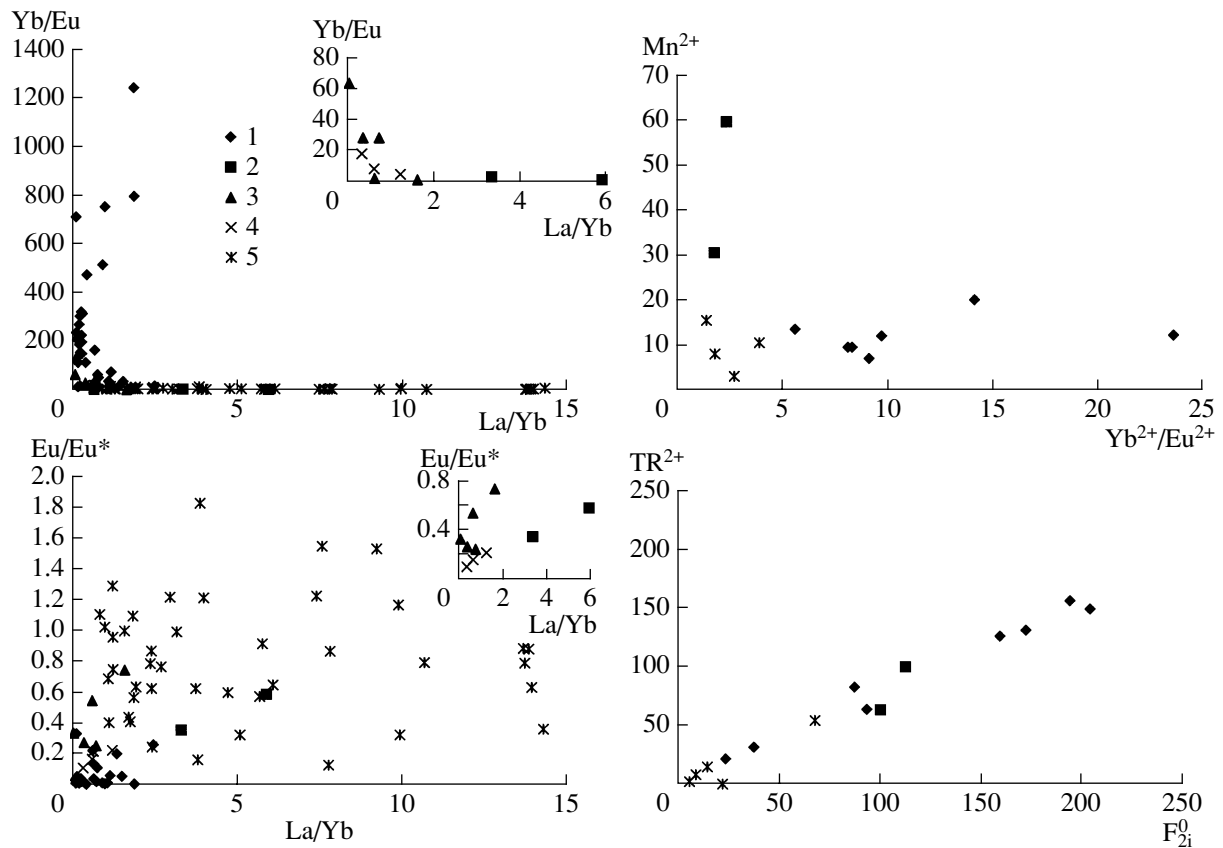
Хлорит замещает оба минерала в виде зеленых мелкочешуйчатых агрегатов.

Судя по характеру минеральных ассоциаций, руды Березянского участка формировались при более высокой активности оснований и более низкой активности К, Li, F, чем руды других флюоритовых месторождений рудного поля, что может быть связано с влиянием габбро-монцитонитов.

### СВОЙСТВА ФЛЮОРИТА

Флюорит – самый распространенный минерал руд – отлагался в широком диапазоне условий и присутствует в продуктах всех последовательных этапов постмагматического процесса: раннего альбитового в гранитных апофизах (Алб I) и позднего альбитового – в апокарбонатных рудах (Мет I) и цементе взрывных брекчий (Цбр I и Эвк I), апокарбонатно-грейзенового (Мет II и

Мет III) и позднегидротермального (табл. 1). В качестве типоморфных признаков использованы: распределение примесей РЗЭ, интенсивность максимумов полос  $Yb^{2+}$  и  $Eu^{2+}$  в спектрах фотолюминесценции и интенсивность пиков  $TR^{2+}$ ,  $F_{2i}^0$  на кривых термовысвечивания, концентрация парамагнитных центров  $Mn^{2+}$ , между которыми обнаруживаются значимые положительные или отрицательные корреляционные связи (Куприянова и др., 1997; Куприянова и др., 2001a; Соколов, 2002), а также характер спектров рентгенолюминесценции. Свойства флюорита изменяются в зависимости от этапов и стадий формирования месторождений, а также в соответствии с пространственной зональностью. Самые ранние разновидности флюорита (в альбититах по гранитным апофизам и в взрывных брекчиях с альбитовым цементом) имеют относительно повышенное содержание тяжелых лантаноидов



**Рис. 4.** Различие генераций флюорита из руд Вознесенского рудного района по индикаторным отношениям РЗЭ, концентрации ионов  $Mn^{2+}$  (мкг/г, ЭПР), отношению  $Yb^{2+}/Eu^{2+}$  (фотолюминесценция) и интенсивности пиков (услов. ед.)  $TR^{2+}$  и  $F_{2i}^0$  на кривых термовысвечивания.

Флюорит из руд Вознесенского и Пограничного месторождений: 1 – генерации, имеющие исходный гранитогенный состав РЗЭ (из альбититов, цемента эксплозивных брекчий и Мет I апокарбонатных руд), 2 – флюорит из руд Южного участка Ярославского месторождения, 3 – генерации промежуточного состава из диаспор-топаз-флюоритовых руд, 4 – из руд Березянского проявления, 5 – генерации, имеющие состав РЗЭ, контаминированный известняками.

(HLn) и двухвалентных ионов, резкий дефицит Eu, унаследованные от гранитов (рис. 3). В апокарбонатных рудах, сформированных на позднем альбитовом и грейзеновом этапах, выделено три генерации метасоматического флюорита (Мет I, II, III). Флюорит Мет I ассоциирует с альбитом и Li-фенгитом, по свойствам он близок к флюориту из брекчий – также отличается дефицитом Eu, относительно высоким содержанием РЗЭ (особенно HLn), концентрацией парамагнитных центров  $Mn^{2+}$  и повышенной интенсивностью максимума полосы  $Yb^{2+}$  в спектрах фотолюминесценции и пиков  $TR^{2+}$ ,  $Y^{2+}$ ,  $F_{2i}^0$  на кривых термовысвечивания. В последующих генерациях в метасоматических рудах распределение РЗЭ изменяется согласно двум тенденциям. С одной стороны, понижение температуры приводит к уменьшению концентрации РЗЭ во флюидах (Мет II), а с другой – в результате контаминации веществом замещающих известняков распределение РЗЭ во

флюорите приближается к форме, характерной для известняка (Мет III). Соответственно, у флюорита Мет II (ассоциирует с мусковитом и турмалином) перечисленные выше характеристики имеют пониженные значения, дефицит Eu – небольшой. Во флюорите Мет III (во внешних зонах апокарбонатных метасоматических ореолов) легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми и нивелируется отрицательная аномалия Eu. Флюорит из интарудных эксплозивных брекчий с эвклаз-слюдистым цементом по свойствам занимает промежуточное положение между флюоритом из дорудных брекчий и генерацией I из апокарбонатных руд. На обобщенных диаграммах в координатах индикаторных отношений РЗЭ, ЭПР и люминесцентных характеристик генерации разделены на две группы. В первую (1) объединены разновидности из альбититов (Алб I), цемента брекчий (Цбр I и Эвк I) и ранние апокарбонатные (Мет I), имеющие исходный гранитогенный со-

Таблица 2. Содержание РЗЭ во флюорите

Генерация флюорита <sup>1)</sup>	Номер образца	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	La/Yb	Yb/Eu	Eu/Eu*
Вознесенское месторождение												
Цбр I	Вз-0-6ф	2.36	5.89	7.6	6.17	0.16	3.56	15.1	2.03	0.11	33.11	0.045
Мет I	528-35	1.57	6.1	7.7	5.57	0.05	2.05	13.9	2.07	0.08	97.52	0.020
Пограничное месторождение, топаз-диаспор-флюоритовые руды												
Топ I	Топ-6	0.22	1.22		0.12	0.005	0.005	0.40	0.005	0.37	28.1	0.272
Топ I	Топ-7	0.44	1.85		0.14	0.005	0.005	0.40	0.01	0.74	28.1	0.251
Топ II	Топ-25	0.08	0.27	2.4	0.08	0.005	0.005	0.90	0.01	0.06	63.1	0.333
Топ II	Топ-35	0.28	0.87	1.5	0.25	0.05	0.06	0.30	0.06	0.63	2.10	0.543
Березянское проявление <sup>2)</sup>												
	850-4	2.73	6.35	3.8	1.69	0.11	0.26	1.5	0.24	1.23	4.78	0.221
	850-9	3.04	6.65	4.3	3.15	0.14	0.41	3.3	0.53	0.62	8.27	0.164
	850-8	3.58	7.85	5.5	3.69	0.14	0.8	7.1	1.09	0.34	17.8	0.108

Примечание. Метод НАА, аналитик А.Л. Керзин, ИГЕМ РАН.

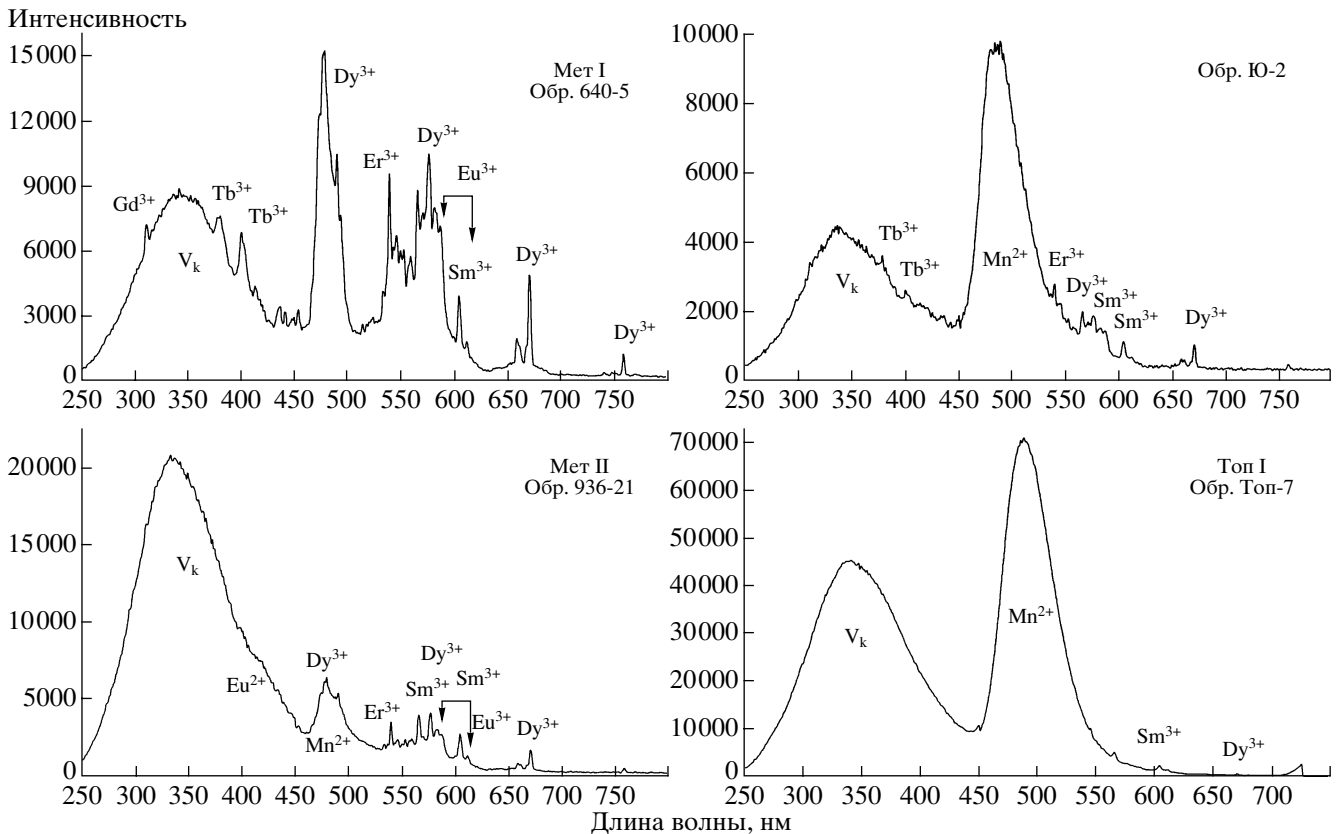
<sup>1)</sup> Обозначения генераций см. табл. 1. <sup>2)</sup> В Березянском месторождении минералы, сопровождающие флюорит, маркируют метасоматическую зональность от периферии к центру: амфибол (обр. 850-4), зеленый биотит (обр. 850-9), коричневый биотит (обр. 850-8).

став РЗЭ, а во вторую (2) – поздние апокарбонатные (Мет II и Мет III), имеющие состав РЗЭ, контаминированный известняками (рис. 4). Флюорит из топаз-диаспор-флюоритовых руд отличается низким содержанием РЗЭ (табл. 2) и на диаграммах занимает промежуточное положение по своим свойствам между ранними и поздними генерациями, так как отлагался при самой низкой температуре для первичных генераций, но не контаминирован веществом известняка. Выделяется две его генерации: Топ I, которая имеет заметный дефицит Eu и полосу  $Mn^{2+}$  в спектрах рентгенолюминесценции (РЛ), и Топ II, близкая к флюориту Мет II по распределению РЗЭ и характерным спектрам РЛ с единственной широкой полосой  $V_k$  (рис. 5).

Разброс свойств флюорита из руд Южного участка Ярославского месторождения и Березянского проявления гораздо меньше, чем для флюорита из крупных месторождений (Куприянова

и др., 2001) (табл. 2, рис. 3, 4). Для него характерен умеренный дефицит Eu и, соответственно, низкие значения Yb/Eu, что отражает меньшую степень дифференциации биотитовых гранитов по сравнению с протолитионитовыми, а также низкие значения La/Yb, обусловленные слабым воздействием состава известняков, ввиду небольшого масштаба метасоматического процесса. Зато во флюорите из руд Южного участка Ярославского месторождения относительно повышена концентрация центров  $Mn^{2+}$ , отражающаяся и на спектрах РЛ (рис. 5), что характерно для месторождений, связанных с лейкократовыми, но не литий-фтористыми гранитами (Куприянова и др., 2002). На Березянском проявлении локальная метасоматическая зональность выражена в уменьшении концентрации тяжелых РЗЭ во флюорите из внешних зон, где он ассоциирует с амфиболом,





**Рис. 5.** Спектры рентгенолюминесценции флюорита разных генераций из апокарбонатных руд месторождений Вознесенского рудного района.

Обр. 640-5 – генерация Мет I (Вознесенское месторождение), обр. 936-21 – генерация Мет II (Пограничное месторождение), обр. Ю-2 – Южный участок Ярославского месторождения, обр. Топ-7 – генерация промежуточного состава из диаспор-топаз-флюоритовых руд (Пограничное месторождение). Пояснения в тексте.

по сравнению с флюоритом из внутренних зон, включающих биотит.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для определения возрастных соотношений и источников вещества магматических пород и руд были изучены Rb-Sr, U-Pb и Sm-Nd изотопные системы (Рязанцева и др., 2003; Куприянова и др., 2004), которые дали следующую последовательность: протолитионитовые граниты Вознесенского и Пограничного массивов (467–441 млн. лет) и биотитовые граниты Ярославского массива (465–451 млн. лет), Nb-Ta оруденение (440 млн. лет), Sn-месторождения касситерит-кварцевой (456 млн. лет), касситерит-силикатно-флюоритовой (381 млн. лет) и шеелит-флюоритовой (380 млн. лет) формаций, дайки и монцониоиды (415–406 млн. лет) (табл. 3).

Для флюорита из Li-Be-флюоритовых руд Вознесенского и Пограничного месторождений были получены три изохроны (428, 423 и 372 млн. лет) с широким диапазоном изотопных характе-

ристик [ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.708\text{--}0.740$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.99\text{--}0.69$ ] (табл. 4, рис. 6), которые могли бы дать представление о большой длительности рудообразования, прерывавшегося внедрением монцониоидов. Однако этому противоречит тренд изменения распределения РЗЭ в последовательных генерациях флюорита (рис. 3, 4). Установлено, что изохрона 372 млн. лет соответствует генерациям флюорита с положительными значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}$  и четким дефицитом Eu, присущим ранним генерациям. А изохроны 423 и 428 млн. лет соответствуют образцам флюорита с распределением РЗЭ, близким к таковому в известняках, т.е. эти датировки сильно завышены и обусловлены усвоением флюоритом вещества известняка при метасоматическом замещении, что удалось выявить именно благодаря детальному изучению типоморфных свойств флюорита.

В недавно опубликованной статье (Sato et al., 2003) возраст флюоритовых руд Вознесенского месторождения К-Аг методом по одному образцу Li-слюды (лепидолит-циннвальдита) определен в 453 млн. лет. Однако, судя по приведенному описанию, изученная крупнопластинчатая Li-слюда

**Таблица 3.** Возраст и изотопные характеристики магматических пород и руд Вознесенского рудного района

Объект	Порода, минерал	Период	Метод, автор	Возраст млн. лет	$\epsilon_{Nd}$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$	
Дайки	Базальт	C	Rb-Sr <sup>3)</sup>	347 ± 12	-3.1	0.7099	
Топаз-диаспор-флюоритовые руды	Флюорит	D <sub>1-2</sub>	Sm-Nd <sup>2)</sup>		+0.80	0.7080	
Вознесенское, Пограничное, Li-Be-флюоритовые руды	Флюорит генераций I			371 ± 8	+0.69	0.708	
	Флюорит генераций II и III			423 ± 20	-0.37	0.7085	
Березянское месторождение	Флюорит			428 ± 28	-1.99	0.7409	
				379 ± 29	-1.24	0.7074	
Южный участок, Ярославское Sn-месторождение	Флюорит			380 ± 93	-3.34	0.7090	
			-4.43	0.7096			
Дайки	Пикродолерит	S <sub>2</sub>	Rb-Sr <sup>3)</sup>	405 ± 12	-3.0	0.7068 0.7207	
Сопки Колхозная, Москаленкова и Липовая	Габбро-диорит-монцонит	O <sub>2-3</sub>	Sm-Nd <sup>2)</sup>	406 ± 57	-0.4	0.7069 0.7077	
			Rb-Sr <sup>1)</sup>	415 ± 48	-0.4	0.70775	
Ярославский массив	Биотитовый гранит			408 ± 47		0.7136	
			U-Pb <sup>2)</sup> Rb-Sr <sup>2)</sup>	414 ± 16 455	-4.8	0.7177	
Первомайский массив			Rb-Sr <sup>1)</sup>	451 ± 4		0.720	
			U-Pb <sup>2)</sup>	465 ± 11			
Чихезский массив		Rb-Sr <sup>2)</sup>	462 ± 19	-4.5	0.7205		
		Rb-Sr <sup>1)</sup>	452 ± 4	-5.0	0.7074		
Чапаевское Sn-месторождение	Касситерит		U-Pb <sup>2)</sup>	456			
Пограничный массив	Грейзены по гранитам		Rb-Sr <sup>1)</sup>	384 ± 10		0.736	
Пограничное Nb-Ta месторождение	Колумбит-танталит		U-Pb <sup>2)</sup>	439.9 ± 5.4			
Пограничный массив	Протолитионитовый гранит	E <sub>1-2</sub>	Sm-Nd <sup>2)</sup> Rb-Sr <sup>1)</sup>	455 ± 9	-3.6	0.7084	
				467 ± 29	-2.5	0.7084	
Вознесенский и Пограничный массивы			452 ± 8	-3.2			
			457 ± 10	-3.8			
Вознесенский массив					441 ± 37		0.7073
Чапаевский массив	Габбро				559 ± 87		0.7073

Примечание. Генерации флюорита I имеют исходный гранитогенный состав РЗЭ, генерации II и III имеют контаминированный известняками состав РЗЭ.

<sup>1)</sup> Рязанцева и др., 1994; <sup>2)</sup> Рязанцева и др., 2003; <sup>3)</sup> Belyatsky et al., 1999.

не принадлежит к интерстиционному выполнению между зернами флюорита, характерному для апокарбонатных руд. Ранее проведенными детальными исследованиями состава слюд место-

рождений Вознесенского рудного поля (Куприянова и др., 1992; Минина и др., 1993) циннвальдит был выявлен в ранних полевошпатовых жилах и в составе альбитового цемента взрывчатых брик-

**Таблица 4.** Данные Rb-Sr и Sm-Nd изотопных анализов флюорита из руд Вознесенского рудного района

Номер образца	Генера-ция	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2s	$\epsilon_{\text{Nd}}$	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2s	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$
<b>Вознесенское месторождение</b>													
688-6	Алб I	5.456	7.854	0.4203	0.5132	19	0.06	9.649	1746	0.0160	0.7082	22	0.7081
Вз-0-6ф	Цбр I	2.253	4.633	0.2941	0.5129	21	0.16	14.46	3375	0.0124	0.7086	27	0.7085
Апокарбонатные руды													
Вз-75-4	Мет I	1.851	4.193	0.2671	0.5127	18	-1.42	28.09	3393	0.0239	0.7085	24	0.7083
640-5	Мет I	4.794	11.74	0.2470	0.5128	15	0.34	84.36	1330	0.1836	0.7111	39	0.7101
528-35	Мет I	5.238	13.67	0.2318	0.5128	9	0.55	69.38	1547	0.1297	0.7107	20	0.7100
685-175	Мет I	4.702	7.725	0.3682	0.5131	14	0.10	41.53	1946	0.0617	0.7086	24	0.7083
716-26	Мет II	1.026	4.092	0.1516	0.5124	15	-1.95	179.7	1317	0.3949	0.7113	29	0.7091
688-10	Мет I	4.595	10.49	0.2651	0.5128	16	-0.68	4.036	2511	0.0047	0.7081	19	0.7081
Вз-35-9	Мет III	0.6807	2.237	0.1841	0.5125	18	-1.54	3.509	319.0	0.0319	0.7180	27	0.7178
714-91	Мет III	6.642	7.246	0.5546	0.5135	20	-0.37	8.055	3322	0.0070	0.7084	21	0.7084
<b>Пограничное месторождение</b>													
34/2	Эвк I	0.849	1.150	0.4468	0.5133	16	0.69	5.543	1242	0.0130	0.7410	28	0.7409
Апокарбонатные руды													
536-4	Мет I	4.466	7.482	0.2321	0.5127	23	0.38	4.670	344.0	0.0393	0.7236	180	0.7234
536-32	Мет II	0.320	1.648	0.1173	0.5124	18	-1.35	3.903	1228	0.0092	0.7085	17	0.7085
П-1578	Мет III	0.937	2.908	0.1950	0.5125	15	-1.99	5.213	319.5	0.0472	0.7146	28	0.7143
915/98	Мет I	0.152	0.325	0.2829	0.5129	22	0.31	6.095	153.7	0.1147	0.7127	35	0.7121
915/71a	Мет III	1.801	8.474	0.1286	0.5124	16	-1.17	199.8	600.2	0.9639	0.7152	15	0.7099
Топаз-диаспор-флюоритовые руды													
Топ-26	Топ II	14.16	24.07	0.3566	0.5131	20	0.80	1.245	1562	0.0023	0.7081	22	0.7081
Топ-30	Топ II	12.27	19.32	0.3851	0.5131	23	-0.56	1.951	1834	0.0031	0.7080	19	0.7080
Топ-32	Топ II	9.878	15.91	0.3765	0.5132	24	0.56	2.087	1667	0.0036	0.7081	23	0.7081
<b>Ярославское месторождение, Южный участок</b>													
Ю-2		1.732	10.95	0.0959	0.5122	23	-3.90	8.352	572.4	0.0422	0.7095	32	0.7093
Ю-36		3.637	13.72	0.1607	0.5124	25	-3.34	5.476	1314	0.0121	0.7091	29	0.7090
Ю-5		1.877	11.24	0.1013	0.5122	18	-3.35	16.44	438.3	0.1085	0.7102	27	0.7096
Ю-6		1.688	10.53	0.0972	0.5122	21	-3.87	12.61	698.5	0.0522	0.7093	23	0.7090
Ю-9a		2.189	9.257	0.1434	0.5123	17	-3.87	8.691	1222	0.0206	0.7091	19	0.7090
Ю-12		2.152	8.371	0.1559	0.5123	19	-4.14	14.33	826.3	0.0502	0.7099	31	0.7096
Ю-15		1.998	10.43	0.1162	0.5122	24	-3.60	11.96	573.8	0.0603	0.7097	26	0.7094
<b>Березянское рудопроявление</b>													
850-1		4.294	7.935	0.3282	0.5129	20	-1.77	9.710	565.4	0.0497	0.7093	18	0.7091
850-3		2.772	8.228	0.2043	0.5126	21	-1.43	25.57	893.4	0.0828	0.7087	22	0.7083
850-4		3.445	13.35	0.1561	0.5125	10	-1.33	1.634	1328	0.0025	0.7078	25	0.7078
850-6		3.372	9.162	0.2232	0.5126	18	-1.85	28.29	1251	0.0654	0.7081	24	0.7077
850-8		6.687	15.91	0.2542	0.5127	8	-1.35	1.284	1650	0.0023	0.7075	18	0.7074
850-9		8.453	18.93	0.2701	0.5128	5	-1.24	0.942	1609	0.0017	0.7069	17	0.7069

Примечание. Обозначения генераций флюорита Вознесенского и Пограничного месторождений см. табл. 1.

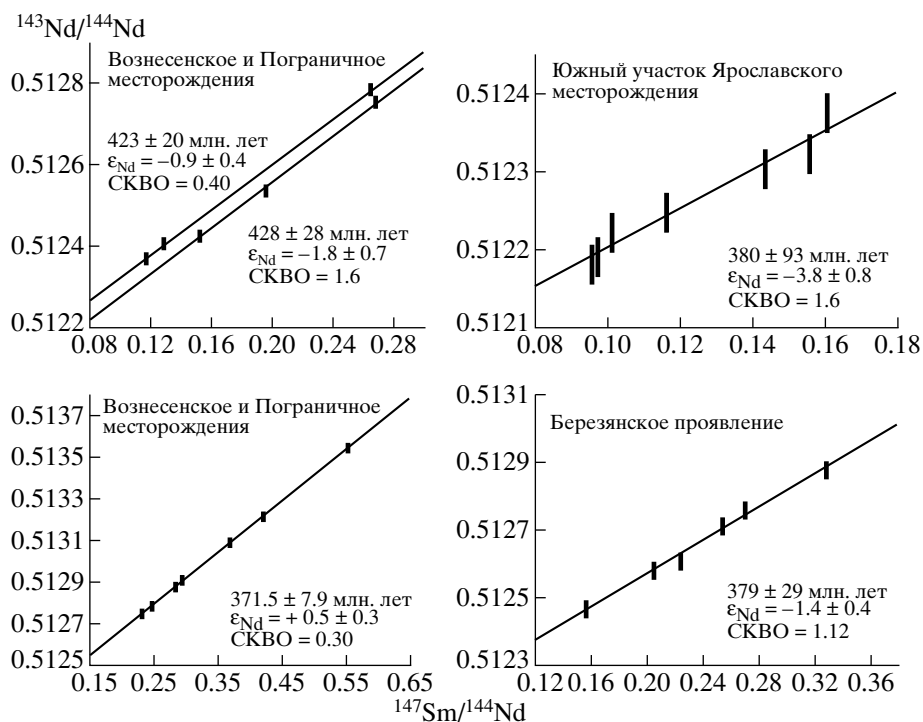


Рис. 6. Sm-Nd изохроны по флюориту разных генераций из апокарбонатных руд месторождений Вознесенского рудного района (Беляцкий и др., 2003).

чий, а в апокарбонатных рудах Li присутствует в Li-фенгите и эфесите. По-видимому, данные (Sato et al., 2003) относятся к жильным образованиям ранних этапов, предшествовавших формированию крупномасштабного редкометалльно-флюоритового оруденения.

По возрастанию мантийной и убыванию коровой составляющих магматические породы располагаются в ряд: биотитовые граниты [ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.708-0.720$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} = -4.5 \dots -5$ ] → протолитонитовые граниты [ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.707-0.708$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} = -2.5 \dots -3.8$ ] → монцонитоиды [ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.707-0.708$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} = -0.4$ ] (рис. 7), который соответствует степени их удаленности от глубинного разлома, маркируемого цепочкой габбро-монцонитоидных интрузивов в центральной части рудного района.

Изотопные характеристики показывают, что в составе руд Вознесенского и Пограничного месторождений присутствует как коровый, так и мантийный материал. О присутствии мантийного вещества в рудах свидетельствуют положительные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  в ранних генерациях флюорита ( $\epsilon_{\text{Nd}} = 0.06-0.69$ ), почти совпадающие с полем монцонитоидов (рис. 8, 9). Важно отметить, что это поле отвечает изотопному составу обогащенной мантии ЕМII (Коваленко и др., 2001; Hofmann, 1997; Zindler, Hart, 1986), что может быть ключом для выявления причин крупномасштабного рудообразования вблизи крупного глубинного разлома.

Примечателен более коровый состав флюорита на верхних горизонтах [ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.710-0.740$ ] по сравнению с флюоритом на нижних горизонтах (0.708–0.709), а также коровый состав его поздних генераций ( $-0.37 \dots -1.99$ ), испытавших более

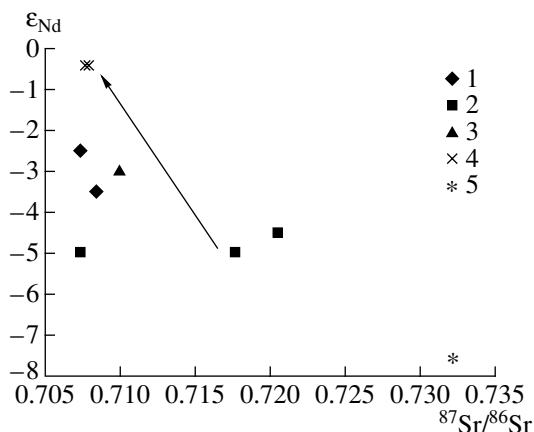
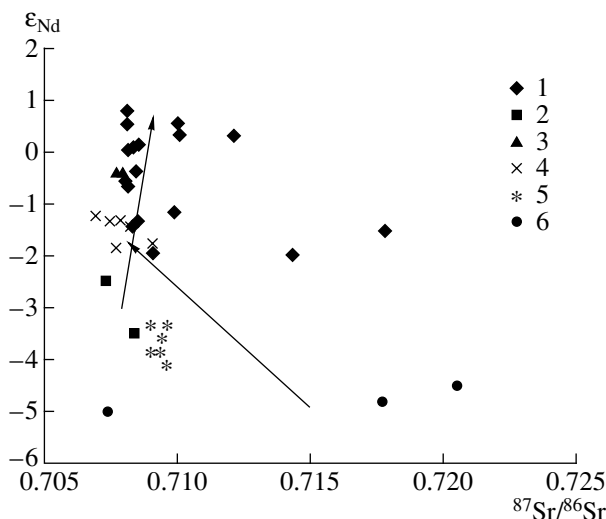


Рис. 7. Изотопные соотношения в магматических породах Вознесенского рудного района.

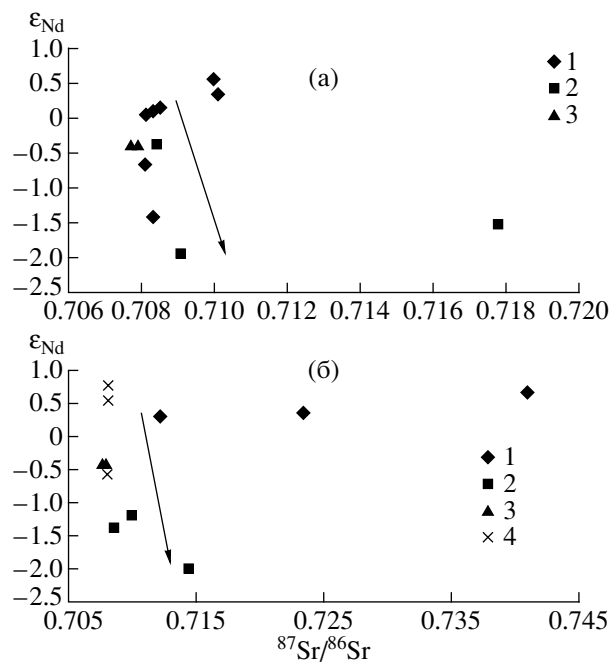
1 – протолитонитовые граниты, 2 – биотитовые граниты, 3 – дайки пикродолеритов, 4 – габбро-монцонитоиды, 5 – гнейсы тургеневской свиты. Стрелкой показан тренд изменения изотопных соотношений в породах от корового состава метаморфических подстилающих толщ и гранитов к мантийным дериватам.



**Рис. 8.** Сравнение изотопных соотношений флюорита из апокарбонатных редкометалльно-флюоритовых руд с изотопными характеристиками протолитионитовых и биотитовых гранитов и габбро-монцитонитов.

Флюорит: 1 – из Вознесенского и Пограничного месторождений, связанных с протолитионитовыми гранитами; 4 и 5 – из месторождений, связанных с биотитовыми гранитами: 4 – Березянского проявления (положительная гравитационная аномалия); 5 – Южного участка Ярославского месторождения (отрицательная гравитационная аномалия).

Породы: 2 – протолитионитовые граниты; 6 – биотитовые граниты; 3 – габбро-монцитониты. Стрелками показан тренд изменения изотопных соотношений от гранитов к рудам.



**Рис. 9.** Обогащение флюоритовых руд коровым веществом по мере развития метасоматического процесса на Вознесенском (а) и Пограничном (б) месторождениях.

Флюорит из апокарбонатных редкометалльно-флюоритовых руд: 1 – генерации, имеющие исходный гранитогенный состав РЗЭ (372 млн. лет); 2 – генерации, имеющие состав РЗЭ, контаминированный известняками (428–423 млн. лет); 3 – габбро-монцитониты; 4 – генерации промежуточного состава из диаспортопаз-флюоритовых руд.

сильное воздействие карбонатного субстрата (рис. 9).

Широкий диапазон изотопных характеристик [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ]<sub>t</sub> = 0.708–0.740,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  = –1.99 ... 0.69] флюорита из крупных Li-Be-флюоритовых месторождений может служить критерием масштабности оруденения и отличия их от небольших проявлений, где изотопные вариации флюорита невелики.

В зонах развития менее глубинных дизъюнктивных структур сформировались более крупные массивы биотитовых гранитов, которые представляют менее дифференцированную фацию и обогащены коровым веществом [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ]<sub>t</sub> = 0.708–0.720,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  = –5], как и сопутствующие им месторождения касситерит-кварцевой формации [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ]<sub>t</sub> = 0.709–0.712]. Оловорудное Чапаевское месторождение касситерит-кварцевой формации по возрасту (456 млн. лет) (табл. 3) не отличается от Чихезского массива, в краевой части которого локализована кварцево-жильная зона. Минерализация шеелит-флюоритового типа (Березянского проявления) и касситерит-турмалин-флюоритовое оруденение с фенакитом (Южный

участок Ярославского месторождения), расположенные в экзоконтактах одноименных массивов, образовались заметно позже гранитов (380–379 млн. лет). Они отличаются от Вознесенского и Пограничного месторождений небольшим масштабом оруденения (Куприянова и др., 2001а; 2001б) и тем, что связаны с менее дифференцированной и менее щелочной разновидностью гранитов. Для флюорита этих проявлений характерно постоянное присутствие в спектрах рентгенолюминесценции полос  $\text{Mn}^{2+}$ , что соответствует типичному повышению концентрации  $\text{Mn}^{2+}$ , фиксируемому методом ЭПР во флюорите из целого ряда месторождений, связанных с подобными лейкогранитами (Куприянова и др., 2002). Во флюорите же из оруденения, связанного с субщелочными гранитами, концентрация этого иона понижена. Отличие флюорита из руд Южного участка Ярославского месторождения и Березянского проявления от флюорита Вознесенского и Пограничного месторождений по распределению РЗЭ и другим свойствам отражает также существенные различия физико-химических условий формирования мелких и крупномасштабных объектов.

Значения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}$  флюорита из руд больших месторождений – Южного участка Ярославского месторождения и Березьянского проявления, связанных с биотитовыми гранитами, колеблются в ограниченных пределах (рис. 8, 9). При этом поле точек флюорита из Березьянского проявления, локализованного на площади положительной гравитационной аномалии, расположено на диаграмме ближе к монцонитоидам, а флюорита из Южного участка, который находится среди отрицательной аномалии, ближе к биотитовым гранитам. Таким образом, окружающие породы габбро-монцонитоидного комплекса смещают элементные геохимические признаки руд в сторону базитофильности, а также влияют на изотопные корово-мантийные признаки.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Вознесенский рудный район (Приморье) известен уникально крупными Li-Be-флюоритовыми месторождениями апокарбонатно-грейзенового типа, которые располагаются над массивами протолитионитовых гранитов с Та-оруденением. В этом же районе находятся небольшие оловорудные и флюоритовые месторождения, связанные с биотитовыми гранитами, а также интрузивы габбро-монцонитоидов и дайковые серии порфириров и пикродолеритов. Общей предпосылкой возникновения уникально крупных редкометалльно-флюоритовых месторождений служит благоприятная региональная позиция района в узле пересечения глубинных разломов, принадлежащих к глобальной (ортогональной) системе. Интенсивное развитие крупных разломов способствовало поднятию астеносферного диапира (наличие которого зафиксировано гравитационным максимумом на территории района, по Р.Г. Кулиничу), сопровождавшемуся потоками глубинных флюидов, что инициировало возникновение мощной, длительно функционировавшей рудно-магматической системы, включающей внедрение гранитов и габбро-монцонитоидных интрузий, а также образование крупнейших редкометалльно-флюоритовых апокарбонатных залежей.

2. Датирование Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb методами дало следующую последовательность: протолитионитовые граниты (467–441 млн. лет) и биотитовые граниты (465–451 млн. лет), Nb-Ta оруденение (440 млн. лет), Sn-месторождения касситерит-кварцевой (456 млн. лет), касситерит-силикатно-флюоритовой (381 млн. лет) и шеелит-флюоритовой (380 млн. лет) формаций, дайки и монцонитоиды (415–406 млн. лет). Антидромный характер эволюции магматизма может быть обусловлен постепенным проникновением магмоподводящих разломов во все более глубокие горизонты литосферы и вскрытием очагов раз-

ного состава по мере консолидации астеносферного клина.

Выявленный ряд эволюции гранитов обычно соответствует последовательным фазам внедрения по мере углубления дифференциации магмы. Однако в данном случае изотопные датировки указывают на одновременное формирование гранитов разного состава. Поэтому различия в степени дифференцированности и соотношении коровой и мантийной составляющих можно объяснить только различиями в геолого-структурной обстановке формирования массивов протолитионитовых и биотитовых гранитов. Степень дифференциации и рудоносность интрузивов вознесенского комплекса определяются их позицией по отношению к глубинным дизъюнктивным структурам. Таким образом, магматический контроль оруденения принадлежит биотитовым и протолитионитовым гранитам, которые представляют собой фации, формировавшиеся в разных структурных условиях, что обусловило разную степень их дифференциации и разные соотношения в них корового и мантийного вещества.

3. Оловорудные месторождения касситерит-кварцевой формации (например, Чапаевское) (456 млн. лет) локализуются в эндоконтактах биотитовых гранитов, а месторождения касситерит-силикатно-флюоритовой формации (Ярославское, Первомайское) (380 млн. лет) – в их экзоконтактах. Флюорит из этих руд близок к гранитам по изотопному составу Sr [ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.709–0.712$ ]. Концентрация олова, по-видимому, является длительным многоступенчатым процессом, происходившим в земной коре. Первоначальное его накопление началось еще в докембрийских гранитах и пегматитах. При их размыве акцессорный касситерит обогащал раннекембрийские терригенные толщи начальных серий (насыровская свита), из которых олово было мобилизовано при ордовикском гранитообразовании.

4. С протолитионитовыми гранитами связано два этапа формирования оруденения: краткий этап образования стрюверит-колумбитовых руд и более протяженный этап образования крупных апокарбонатных залежей Li-Be-флюоритовых руд.

Ниобий-танталовое оруденение стрюверит-колумбитового типа (440 млн. лет, U-Pb метод) локализуется в апикальных участках куполов протолитионитовых гранитов на завершающих стадиях интрузивного процесса при переходе к постмагматическому метасоматозу – ранней альбитизации и кварц-топазовой грейзенизации. При альбитизации и грейзенизации вариации соотношений щелочей и глинозема обуславливаются относительным количеством альбита, слюды и топаза в из-

менных разновидностях, что соответствует последовательному развитию постмагматических стадий: раннего щелочного отложения и кислотного выщелачивания. Редкометалльно-флюоритовые руды формировались непосредственно над куполами танталоносных гранитов на поздней альбитовой и флюорит-слюдающей стадии грейзенизации (позднего отложения).

5. Для флюорита из Li-Be-флюоритовых руд Вознесенского и Пограничного месторождений были получены три изохроны (428, 423 и 372 млн. лет), которые могли бы дать представление о большой длительности рудообразования, прерывавшегося внедрением монцитонитов. Однако этому противоречит тренд изменения распределения РЗЭ в последовательных генерациях флюорита. Ранние генерации флюорита имеют относительно повышенное содержание РЗЭ с резким дефицитом Eu, унаследованное от гранитов. На последующих стадиях распределение РЗЭ изменяется согласно двум тенденциям. С одной стороны, понижение температуры приводит к уменьшению концентрации РЗЭ во флюоидах (и во флюорите), а с другой – в результате контаминации флюорита веществом замещаемых известняков распределение РЗЭ во флюорите приближается к форме, характерной для известняка. В соответствии с этим изменяются ЭПР и люминесцентные свойства флюорита: от ранних стадий к поздним во флюорите уменьшаются  $Yb^{2+}/Eu^{2+}$  и  $Mn^{2+}$ , а сложные типы спектров РЛ с многочисленными линиями РЗЭ постепенно упрощаются и в них повышается относительная интенсивность полосы собственного дефекта  $V_k$ -центра.

Установлено, что изохрона 372 млн. лет соответствует генерациям флюорита с четким дефицитом Eu и другими свойствами, присущими ранним генерациям. А изохроны 423 и 428 млн. лет соответствуют образцам флюорита с распределением РЗЭ, близким к таковому известняка, т.е. эти датировки сильно завышены и обусловлены усвоением флюоритом РЗЭ известняка при метасоматическом замещении, что удалось выявить именно благодаря детальному изучению типоморфных свойств флюорита.

Несмотря на то, что формирование залежей Li-Be-флюоритовых руд происходило со значительным отрывом во времени от внедрения протолитионитовых гранитов, между ними сохраняется геохимическая преемственность. Выявлена характерная геохимическая ассоциация литофильных элементов в редкометалльно-флюоритовых рудах: F, Be, Li, Rb, Cs, Sn, W, Ga, Tl, которая свидетельствует о безусловной геохимической общности этих руд с гранитами. Установлены главные изотопно-геохимические признаки отличия крупных месторождений от мелких. Флюорит из крупных Li-Be-флюоритовых месторожде-

ний имеет широкий диапазон изотопных характеристик [ $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t = 0.708-0.740$ ,  $\epsilon_{Nd} = -1.99 \dots 0.69$ ], что отличает его от флюорита из небольших проявлений, где изотопные вариации этого минерала невелики, и может служить критерием масштабаности оруденения.

6. Изучение Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем горных пород и флюорита показало, что в составе магматических пород и постмагматических руд района присутствует как коровый, так и мантийный материал. По возрастанию мантийной и убыванию коровой составляющих магматические породы располагаются в ряд: биотитовые граниты [ $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t = 0.708-0.720$ ,  $\epsilon_{Nd} = -4.5 \dots -5$ ] → протолитионитовые граниты [ $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t = 0.707-0.708$ ,  $\epsilon_{Nd} = -2.5 \dots -3.8$ ] → монцитониты [ $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t = 0.707-0.708$ ,  $\epsilon_{Nd} = -0.4$ ], который соответствует степени удаленности пород от глубинного разлома, маркируемого цепочкой габбро-монцитонидных интрузивов в центральной части рудного района. Флюоритовые руды по тому же признаку дают ряд: касситерит-флюоритовые [ $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t = 0.709-0.710$  и  $\epsilon_{Nd} = -3.34 \dots -4.43$ ] → шеелит-флюоритовые [ $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t = 0.708$  и  $\epsilon_{Nd} = -1.24 \dots -1.85$ ] → ранние генерации флюорита из Li-Be-флюоритовых руд [ $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t = 0.708-0.712$  и  $\epsilon_{Nd} = 0.69 \dots -0.68$ ] и топаз-флюоритовые руды [ $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t = 0.708$  и  $\epsilon_{Nd} = 0.80 \dots -0.56$ ]. Примечателен более коровый состав флюорита на верхних горизонтах [ $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t = 0.710-0.740$ ] по сравнению с флюоритом на нижних горизонтах (0.708–0.709), а также коровый состав его поздних генераций (–0.37 ... –1.99), испытавших более сильное воздействие карбонатного субстрата.

Эти данные демонстрируют увеличение роли мантийного вещества по мере развития рудномагматического процесса, что можно связать с проникновением тектонических структур на более глубокие уровни литосферы. Важно также отметить, что поле ранних генераций флюорита из Li-Be-флюоритовых руд на изотопной диаграмме отвечает составу обогащенной мантии ЕМ1, что может быть ключом для выявления причин крупномасштабного рудообразования вблизи крупного глубинного разлома.

Вместе с тем для более обоснованного суждения о природе источников вещества магматических пород и руд требуются дальнейшие исследования геохимического и изотопного состава магматических комплексов, вмещающих пород и пород фундамента рудного района и прилегающей территории, так как получены данные о химической и изотопной неоднородности пород фундамента, среди которых отмечаются разновидности как с коровыми, так и с мантийными

изотопными характеристиками (Мишкин и др., 2000).

7. На примере Вознесенского рудного района показано, что для интерпретации результатов изотопных исследований, позволяющих решать фундаментальные вопросы геологии, важно предварительное изучение типоморфных свойств минералов, которое дает возможность с большой достоверностью и детальностью восстанавливать последовательность и условия протекания рудно-магматического процесса.

*Благодарности.* Авторы выражают глубокую благодарность академику В.И. Коваленко (ИГЕМ РАН) за внимание к работе и полезные советы.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 01-05-64292).*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. Ч. 1. Вознесенский рудный район. М.: Наука, 1977. С. 9–94.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Иванов В.Г. Источники магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород внутриплитных магматических ассоциаций Центральной Азии // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 5. С. 672–676.
- Куприянова И.И., Минина Е.Л. Эволюция состава слюд апокарбонатных слюдисто-флюоритовых литийсодержащих грейзенов Вознесенского рудного поля // Записки ВМО. 1992. Ч. 71. № 6. С. 83–106.
- Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллий-флюоритовые месторождения Вознесенского рудного района (Приморье) // Геология рудн. месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 3–14.
- Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллий-флюоритовые руды Вознесенского рудного района (Приморье) // Геология рудн. месторождений. 1997. Т. 39. № 5. С. 442–455.
- Куприянова И.И., Кукушкина О.А., Шпанов Е.П., Кувшинова К.А. Свойства флюорита и условия образования бериллий-флюоритовых месторождений Вознесенского рудного района (Приморье) // Геология рудн. месторождений. 2001а. Т. 43. № 6. С. 540–554.
- Куприянова И.И., Кукушкина О.А., Шпанов Е.П., Кувшинова К.А. Разнообразие свойств флюорита – индикатор масштабы оруденения (на примере бериллий-флюоритовых месторождений Вознесенского рудного района, Приморье) // Руды и металлы. 2001б. № 3. С. 32–40.
- Куприянова И.И., Кукушкина О.А., Шпанов Е.П. и др. Вариации распределения РЗЭ во флюорите как индикатор геолого-генетических особенностей месторождений, связанных с различными магматическими формациями // Петрология. 2002. Т. 10. № 3. С. 312–336.
- Куприянова И.И., Рязанцева М.Д., Беляцкий Б.В., Шпанов Е.П. Геолого-структурные условия проявления магматических процессов и формирования крупных комплексных месторождений Вознесенского рудного района (Приморье) // Геология рудн. месторождений. 2004 (в печати).
- Луговской Г.П. Геология, минералогия, геохимия и условия образования танталсодержащих гранитов Пограничного месторождения: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ВИМС, 1968. 50 с.
- Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В. и др. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1994. № 6. С. 789–803.
- Минина Е.Л., Куприянова И.И., Берман И.Б., Попенко Д.П. Распределение лития в слюдах редкометалльно-флюоритовых грейзенов Вознесенского рудного поля (Приморье) по данным радиографии // Минерал. журн. 1993. Т. 15. № 4. С. 63–69.
- Мишкин М.А., Ханчук А.И., Журавлев Д.З., Лаврик С.И. Первые данные по систематике метаморфических пород Ханкайского массива Приморья // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 6. С. 813–815.
- Мозгова Н.Н., Гликин А.Э., Соколова Е.В. На 18-м съезде Международной минералогической ассоциации // Геология рудн. месторождений. 2003. Т. 45. № 3. С. 272–278.
- Петрищевский А.М. Глубинная структура магматических комплексов в Вознесенском рудном районе / Геофизические исследования геологических структур Дальнего Востока. Владивосток: ДНЦ АН СССР, Ин-т тектоники и геофизики, 1982. С. 101–111.
- Петрищевский А.М. Глубинные структуры Вознесенского флюоритоносного района. Владивосток: Дальнаука, 2002. 106 с.
- Порывкин Д.С., Николаев В.А., Никитин А.А. и др. Термобарические условия образования слюдисто-флюоритовых месторождений Приморья // V Всесоюзное совещ. по термобарогеохимии. Тез. докл. Уфа, 1976. С. 42–43.
- Руб А.К. Типоморфные особенности минералов-спутников танталового и оловянного оруденения. М.: Недра, 1980. 152 с.
- Рязанцева М.Д., Шкурко Э.И. Флюорит Приморья. М.: Недра, 1992. 158 с.
- Рязанцева М.Д., Герасимов Н.С., Говоров И.Н. Рубидий-стронциевые изохроны и петрогенезис магматических пород Вознесенского рудного района // Тихоокеанская геология. 1994. № 4. С. 60–73.
- Рязанцева М.Д., Куприянова И.И., Беляцкий Б.В., Шпанов Е.П. Возрастные и генетические соотношения магматических пород и редкометалльно-флюоритового оруденения Вознесенского рудного района (Приморье) // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 5. С. 87–102.



*Соколов С.В., Шпанов Е.П., Куприянова И.И.* Минералогическая и температурная зональность Вознесенского редкометалльно-флюоритового месторождения (Приморье) // Отечественная геология. 2002. № 5–6. С. 17–20.

*Belyatsky B.V., Krymsky R.S., Rub M.G. et al.* Age and genetic relationships of rare-metal ore-bearing granites of Voznesenka ore field, Primorye: Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data / Mineral Deposits: Processes to Processing. Rotterdam: Balkema, 1999. P. 313–316.

*Hofmann A.W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. № 16. P. 219–229. 317 p.

Mineralogy for the New Millennium. 18-th General Meeting of the Internal. Miner. Association. Edinburgh. 2002.

*Sato K., Suzuki K., Nedachi M. et al.* Fluorite deposits at Voznesenka in Khanka Massif, Russia: geology and age of mineralization // Resource Geology. 2003. V. 53. № 3. P. 193–211.

*Zindler A., Hart S.* Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.