

Р.М. Файзуллин, Т.Р. Туманова, Р.А. Хайдаров

ЦНИИГеолнеруд, Казань  
root@geolnerud.mi.ru

## РИФТОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ИХ МИНЕРАГЕНИЯ

В формировании и развитии литосферы Земли интракратонному рифтогенезу принадлежит одна из ведущих ролей. Обусловлен он генерацией глубинной энергии, периодическим и резким ее проявлением при достижении критических значений и, как следствие, расколом, растяжением и деструкцией земной коры, формированием мантийно-коровых разломов и специфических рифтогенных структур с характерными для них интрузивными, вулканическими и осадочными комплексами (Милановский, 1983, 1985; Докембрийский ..., 1999).

Многие исследователи считают, что такие процессы вызваны восходящими потоками мантийного вещества в конвективной ячейке. В такой интерпретации главное значение имеют отток и подток глубинных масс, этапы же растрескивания, дробления и раздвига земной коры с параллельным явлением ее утонения рассматриваются как хронотектонические границы эндогенных циклов, а система глубинных разломов – как тектоническая основа рифтогенных структур (Континентальный ..., 1985).

Интракратонный рифтогенез относится к числу тектонических процессов, прослеживающихся в течение миллиардов лет. Так, результирующие его проявления структурно-вещественные комплексы фиксируются в архее (зеленокаменные пояса), нижнем протерозое (проторифтогены), верхнем протерозое (авлакогены, рифтовые зоны),

палеозое и мезозое-кайнозое (авлакогены, рифтовые зоны и рифты). Особенно отчетливо выделяются три мегаэпохи рифтогенеза – архейская, позднепротерозойская и мезозойско-кайнозойская. Объяснение этому Е.Е. Милановский (1985) находит с позиции гипотезы пульсаций Земли, происходивших на фоне неравномерного во времени глобального растяжения земной коры на протяжении геологической истории. Что же касается разнотипности рифтогенных структур, то данное явление вызвано необратимой эволюцией земной коры, изменением ее строения и свойств в различные эпохи.

Рифтогенные структуры, широко распространенные в пределах древних платформ и их щитов, привлекают к себе внимание не только как своеобразные тектонические образования, но и как крупные концентраторы многих видов рудных и нерудных полезных ископаемых. Вопросам их минерагении (металлогении) посвящена обширная литература. Менее раскрытой остается эволюционная направленность этого важного показателя рифтогенеза, хотя проблема распределения во времени определенных типов полезных ископаемых освещалась неоднократно (Смирнов, 1984; Kazansku, 1995; Старостин, 1996; Файзуллин, 1997; Хаин, 2000 и др.). В данной работе сделана попытка проследить тенденцию минерагенической эволюции интракратонных рифтогенных структур (Рис.), начиная от древних (зеленокаменные пояса, проторифтогены) и завершая фанерозойскими рифтовыми зонами.

Зеленокаменные пояса установлены практически на всех щитах древних платформ. Рифтовая природа их остается недостаточно доказанной, она в основном предполагается (Синицын, 1990). Очевидно, они образовались в результате примитивного рифтинга (разрыва и растяжения) сравнительно маломощной, пластичной и подвижной протоконтинентальной коры, обладавшей достаточно высокой проницаемостью для мафитовых и ультрамафитовых расплавов (Синицын, 1979; Милановский, 1985).

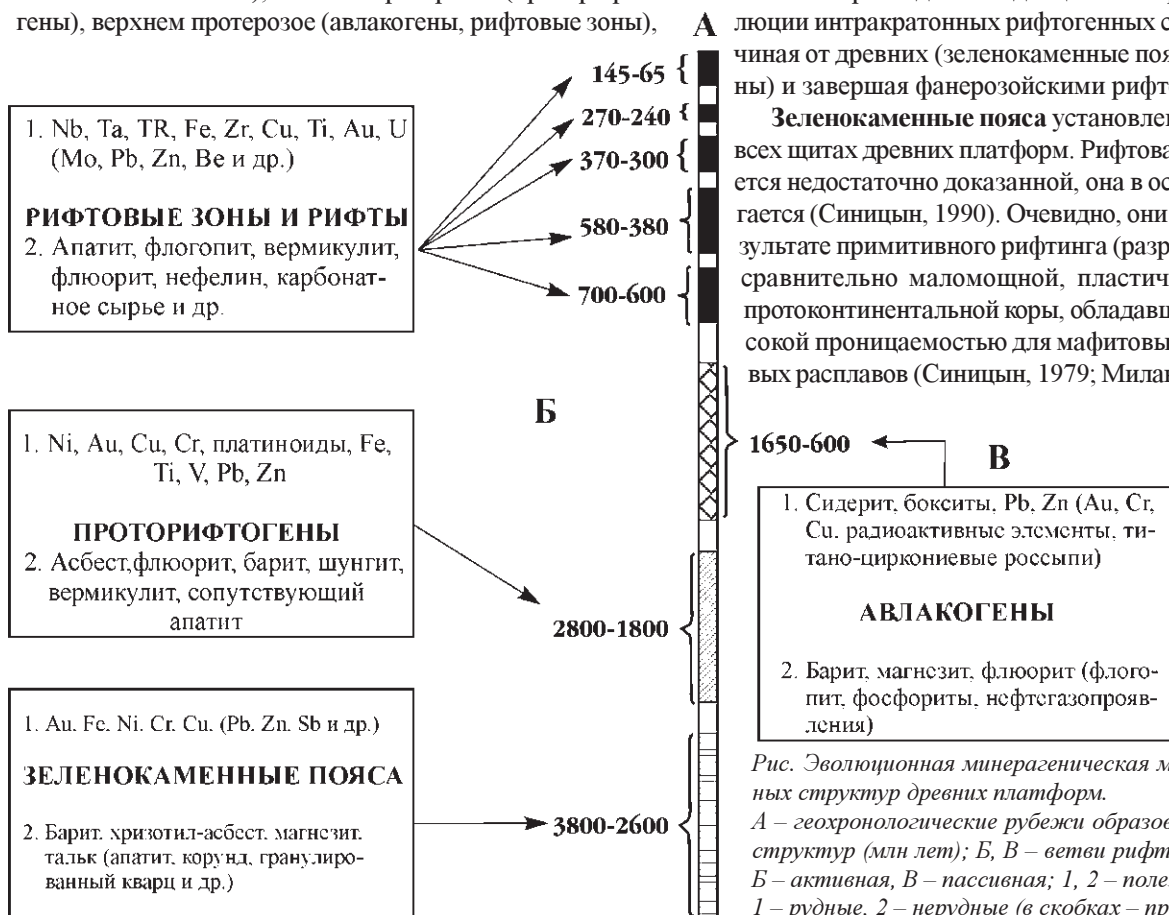


Рис. Эволюционная минерагеническая модель рифтогенных структур древних платформ.  
А – геологические рубежи образования рифтогенных структур (млн лет); Б, В – ветви рифтогенеза:  
Б – активная, В – пассивная; 1, 2 – полезные ископаемые:  
1 – рудные, 2 – нерудные (в скобках – проявления).

Представлены рассматриваемые структуры преимущественно узкими, но глубокими (5 – 15 км) прогибами протяженностью в десятки и сотни километров, располагающимися среди архейских “серых гнейсов” (гранитоидных куполов). Обобщенная схема их строения выглядит следующим образом: в разрезе вулканогенной толщи выделяются нижний комплекс коматиит-базальтовый с наличием перидотитовых коматиитов, средний – базальтовый с подчиненным количеством базальтовых коматиитов и пирокластов, верхний – базальт-риолитовый (риолит-дацитовый) с обилием пирокластического материала. Верхняя осадочная часть разреза сложена существенно терригенными комплексами, характерно присутствие джеспилитов, хемогенных кварцитов и известняков (Конди, 1983). Вулканогенно-осадочные образования несут слабый метаморфизм – фация зеленых сланцев или низкие ступени амфиболитовой. На поздних ступенях развития зеленокаменных поясов, в результате значительного их сжатия, они приобретали различные морфологические формы, в том числе и узких тектонически нарушенных синклиналей или синклиналиев.

Несмотря на неоднородность зеленокаменных структур на всех континентах, они, в силу региональных отличий, включая и минерагенические признаки, классифицируются с выделением различных типов (табл.). В целом наиболее показательными и устойчивыми для них являются месторождения золота, никеля, меди, хрома и железа; из неметаллов характерны промышленные концентрации хризотил-асбеста, магнетита, талька, барита и особо чистого гранулированного кварца; известны многочисленные проявления апатита. Большая часть эндогенных и экзогенных полезных ископаемых связана с вулканогенной составляющей зеленокаменных поясов.

**Проторифтогены (проторифтогенные структуры)** морфологически выражены линейными грабенами значительной протяженности (до 1000 – 1200 км и более), нередко ступенчато расположенными, с мощным (до 3000 – 5000

м и более) существенно вулканогенным или терригенно-вулканогенным выполнением. Как считают Е.Е. Милановский и А.В. Синицын, проторифтогены знаменуют становление достаточно консолидированных участков земной коры, реагировавшей на возникновение напряжения (за счет восходящих мантийных струй или плюмажей) разломами типа расколов и рифтогенезом.

В классификационном плане среди проторифтогенов выделяются два типа (Синицын, 1990): 1) тектоно-вулканический, сформированный на фундаменте архейских кратонов и стабилизировавшихся нижнепротерозойских подвижных поясов, 2) тектоно-плутонический, представленный расслоенными интрузиями мафит-ультрамафитов и региональными дайками этого же состава.

*Тектоно-вулканический тип* представлен ритмично переслаивающимися вулканогенными и осадочными породами, причем первые резко преобладают. Состав их чрезвычайно пестрый – базальты, андезиты, ультрамафиты, риолиты, фельзиты, кварцевые порфиры, дациты, туфы и т.д. Что примечательно – это массовое появление в проторифтогенах андезитов и отсутствие перидотитовых коматиитов. Кислые эффузивы обычно приурочены к верхним частям разреза вулканогенных толщ, нередко здесь же присутствуют ультрамафитовые вулканы. Осадочные формации сложены конгломератами, гравелитами, песчаниками, известняками, доломитами, филлитами, туфосланцами и др.

Важно отметить, что в проторифтогенах на кратонном основании вулканогенно-осадочные комплексы практически не нарушены, имеют горизонтальное залегание и почти не метаморфизованы. Их отличает слабая насыщенность полезными ископаемыми. В то же время проторифтогены, заложившиеся на более или менее консолидированных подвижных поясах, выделяются своей дислоцированностью, метаморфизмом зеленосланцевой фации и наличием метаморфогенного оруденения.

Типы зеленокаменных поясов	Продуктивные геологические формации	Рудные формации (расположены в порядке уменьшения их промышленной значимости)	Масштабы месторождений	Примеры месторождений
Бимодальный	Коматиит-толеитовая	Золото-сульфидно-кварцевая Тальковая Апатитовая	От мелких до крупных Мелкие, средние Рудопроявления	Гравелот, Вестгал, Консорт (ЮАР) Альбион, Скойма (ЮАР) Коросозерское, Билякское (Россия)
	Терригенная	Золото-сульфидно-кварцевая	Мелкие	Блю-Спек (Австралия)
	Кремнисто-терригенная	Колчеданно-полиметаллическая Баритовая	Средние, крупные Мелкие, средние	Норт-Пол, Кук-Блафф (Австралия) Баритовая долина (ЮАР)
	Кремнисто-базальтовая	Железисто-кварцитовая	От мелких до крупных	Бомбу-Ридж (Свазиленд), Голдверси (Австралия), Чаро-Токкинское (Россия)
Терригенно-бимодальный	Дунит-гарцбургитовая	Хризотил-асбестовая Магнетитовая	Мелкие, средние То же	Коедо, Хандсуп-Мундт, Каапсехон (ЮАР) Каапмуйден-Маллелане (ЮАР)
	Дунит-гарцбургитовая	Сульфидная-медно-никелевая Хромитовая Хризотил-асбестовая	От мелких до крупных То же -«-	Шангани, Филабузи, Дамба (Зимбабве) Шуругви, Принс (Зимбабве), Кеми (Финл.) Машаба, Шабани, Шангани (Зимбабве)
	Коматиит-толеитовая	Золото-сульфидно-кварцевая	-«-	Голдон-Велли, Серпрайз (Зимбабве)
Мультимодальный антидромный	Кремнисто-базальтовая	Железисто-кварцитовая	-«-	Мванези, Квекве, Айрон-Дьюк (Зимбабве), Костомукшское, Гимольское (Россия)
	Терригенно-кремнистая	Баритовая	Мелкие, средние	Солсбери, Мванези (Зимбабве)
	Дациит-риолитовая	Медно-колчеданная	От мелких до крупных	Парандовское, Хаутоваарское (Россия), Виханти (Финляндия), Юнайтед-Верди (США)
Мультимодальный гомодромный	Кремнисто-базальтовая	Железисто-кварцитовая	Мелкие	Ньянза-Дома, Кавирондо (Танзания)
	Дунит-гарцбургитовая	Сульфидная медно-никелевая	От мелких до крупных	Созмен, Тексмонт (Канада), Диггер-Рокс, Космик-Бой (Австралия)
Мультимодальный гомодромный	Коматиит-толеитовая	Золото-сульфидно-кварцевая	Крупные, уникальные	Поркьюпайн, Малартик (Канада), Колар, Рамагура (Индия), Мору-Велью, Рапозос (Бразилия), Калгурли, Кулгарди (Австралия)

Табл. Типизация и минерагеническая выраженность архейских зеленокаменных поясов (использована систематика А.Б.Вревского, 1986).

С вулканогенными комплексами существенно мафит-ультрамафитового состава связаны крупные месторождения сульфидного никеля и золота (пояс Норсмен-Вилуна, Зап. Австралия), с бимодальными – мелкие скопления колчеданно-полиметаллических руд. Из неметаллов известны мелкие месторождения графита, диасового сырья, актинолит-асбеста, барита и шунгита, проявления апатита.

*Тектоно-плутонический тип* проторифтогенов показателен для перикратонных прогибов и кратонов. Представлен он в значительной степени индивидуализированными по своему строению и составу объектами (Бушвелдский плутон, массив Садбери, Великая дайка Родезии и др.). В то же время их объединяет структурная обстановка образования и общность полезных ископаемых (месторождения хромитов, сульфидного никеля, магнетита и титаномагнетита с высоким содержанием ванадия, платиноидов; отмечаются месторождения вермикулита, асбеста, барита, сопутствующего апатита в титаномагнетитовых рудах).

Практический интерес представляют рудоносные расчлененные комплексы мафит-ультрамафитовых пород, формирующие вместе с краевыми габброидами лополитообразные тела.

**Авлакогены (палеорифты)** – это глубокие (амплитуда опускания от 1000 до 10000 м) и протяженные (от 200–700 до 2000 км) линейные грабенообразные депрессии в поверхности фундамента древних платформ, контролируемые зоны мощного накопления рифейских существенно терригенных отложений миогеосинклинального облика, ранних и средних стадий проявления вулканической деятельности (толеит-базальтовые толщи) и слабой интрузивной (мафит-ультрамафитовые и щелочные комплексы). В разрезах авлакогенов преимущественным развитием пользуются континентальные, прибрежно-морские и мелководные морские отложения. Обычно они перекрыты осадками вендского и более молодого возраста.

В конце позднего рифея-венде большинство авлакогенов прекратили свое существование, а некоторые испытали инверсию и инверсионные деформации, приведшие к образованию внутренних валов, горстообразных поднятий, проявлению взбросов, надвигов и складчатости. В ряде случаев в позднем протерозое или палеозое на месте авлакогенов формировались платформенные впадины типа синеклиз (Милановский, 1983).

Авлакогены нередко именуются как “несостоявшийся (недоразвитый) рифт” (Литогеодинамика..., 1998). Причина неполного цикла их развития остается проблематичной. Существуют взгляды о низкой энергетике мантийных плюмов, обусловивших раннее затухание рифтогенных процессов с последующим опусканием территорий и формированием пострифтовых осадочных бассейнов. Такая картина наблюдается на всех континентах.

Минералогический потенциал авлакогенов остается недостаточно изученным и не востребуемым. Одна из причин – закрытость этих структур под мощным чехлом палеозойских и мезозойских отложений. В большей степени они исследованы в краевых частях древних платформ и на участках их вклинивания в структуры щитов и фундамента фанерозойских складчатых областей. Здесь известны месторождения барита, флюорита, полиметаллов, бокситов, магнезита, титано-циркониевых россыпей и др.; имеются предпосылки для выявления в рифейских комп-

лексах концентраций апокарбонатного талька и асбеста, диасового сырья и др. (Аксенов, 1998).

**Рифтовые зоны и рифты** образуют сложно сочетающиеся линейные системы протяженных, часто ступенчатых, грабенообразных структур и грабенов, обладающих утоненной (от 35 – 30 до 20 км) корой, раздробленной, аномально прогретой и подстилаемой линзами несколько разуплотненного мантийного материала. Рифтовые зоны, прослеживаемые по рифтовым впадинам, протягиваются на расстояние до 2000 – 3000 км при средней ширине 50 – 60 км. Их признаками служат фойолитовый и фойдитовый магматизм и вулканогенные образования мафитового, известково-щелочного, иногда кислого состава.

С позиций вулканизма выделяются рифтовые области двух типов (Грачев, 1977): 1) преимущественно базальтоидные с развитием недифференцированной формации щелочных оливиновых базальтов или контрастной бимодальной ассоциации (базальт-липаритовая либо трахибазальт-трахитовая); при сохранении материковой коры эти образования обнаруживают толлитовую тенденцию, а при ее разрыве сменяются толлитовыми базальтами и контрастными комплексами; 2) базальтоидно-щелочные, причем щелочная составляющая нередко широко развита.

Значительное разнообразие магматических пород рифтов объясняют тем, что они представляют продукты двух процессов – фракционной кристаллизации и частичного плавления. Еще одна характерная черта рифтовых структур – ассоциированные с ними магматиты либо не обнаруживают признаков взаимодействия с континентальной корой (например, дайки в днище рифтовых долин), либо их несут в случае длительно формирующихся щелочно-ультрамафитовых и щелочных интрузий центрального типа.

Практически все внутриконтинентальные рифтовые зоны неуклонно и закономерно наследуют протерозойские подвижные пояса и авлакогены; становление же их происходило в разнообразных тектонических условиях, соответствующих различным стадиям цикла Уилсона.

Рифтовые зоны и связанные с ними рудоносные комплексы известны на всех древних платформах, и, что очень примечательно, они характеризуются почти одинаковой минералогией. В первую очередь это месторождения редких (Nb, Ta и др.) и редкоземельных элементов, апатита, магнетита; реже отмечаются попутные концентрации меди, золота, молибдена, циркона, титана и др.

Нерудные полезные ископаемые (кроме преобладающего апатита) представлены скоплениями нефелина, полевого шпата, флогопита, вермикулита, флюорита, проявлениями барита. Большую ценность имеют карбонатиты. В основном ресурсный потенциал этих полезных ископаемых сосредоточен в щелочно-ультрамафитовых и щелочных массивах центрального типа.

Итак, на древних платформах, в результате проявленного рифтогенеза в течение архейской, раннепротерозойской, позднепротерозойской, палеозойской и мезокайнозойской мегаэпох, возникли рифтогенные структуры, различающиеся морфологией форм, характером выполнения, масштабом магматизма и минералогической выраженностью вещественных комплексов. При этом качественный набор полезных ископаемых отличен для рифтогенных структур раннего докембрия и неогца (рис.).

В архее основными поставщиками рудных элементов на коровую поверхность являлись коматииты и толеитовые базальты, обусловившие формирование в зеленокаменных поясах месторождений золота, никеля и др.; нематаллы представлены промышленными концентрациями хризотил-асбеста, магнезита, талька и барита, известны проявления апатита, наличие значительных проявлений особо чистого гранулированного кварца (Рис.).

Проторифтогенные структуры нижнего протерозоя, магматизм которых более смещен в сторону толеитовых дифференциатов, несут практически тот же комплекс рудных элементов, но большей масштабностью выделяются концентрации никеля и золота; характерно появление месторождений платиноидов и титаномагнетитовых руд с повышенными содержаниями ванадия и апатита; из нематаллов - месторождения асбеста и барита.

Закрывают активную ветвь рифтогенеза фанерозойские рифтовые зоны, несущие специфический набор полезных ископаемых. Здесь получили широкое развитие щелочно-ультрамафитовые карбонатитовые и щелочные комплексы, вмещающие месторождения ниобия, тантала, редких земель, железа, иногда меди, золота и др.; нерудные полезные ископаемые представлены промышленными скоплениями апатита (порою уникальными), флогопита, вермикулита, нефелина и др.

Рифейские авлакогены, формировавшиеся в условиях пассивной ветви рифтогенеза, отмечаются своеобразием минерагенической специализации. Тектоно-магматические процессы, сопровождавшие их становление, предопределили образование месторождений флюорита, барита, полиметаллов, рудопроявлений титаномагнетита, золота и др. (Рис.); с осадочными формациями связаны промышленные концентрации магнезита, барита, титано-циркониевых россыпей и др. В рифейских палеобассейнах установлены прямые признаки нефтегазоносности. Наиболее насыщены полезными ископаемыми сланцево-карбонатные комплексы, выступающие и как рудовмещающие, и как рудоподготовительные. Нельзя не обратить внимания и на такой факт – нарастание потенциала полезных ископаемых в авлакогенах наблюдается в более молодые этапы (Аксенов, 1998).

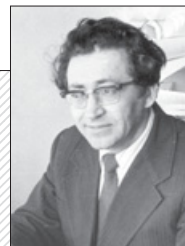
По всей вероятности, архейские концентрации и расчлененные проявления полезных компонентов служили в последующие активизационные эпохи подпиткой для формирования новых рудных формаций (месторождений) в структурно-вещественных комплексах проторифтогенов и рифтовых зон (рифтов). Однако для вещественных комплексов фанерозойских структур уже большое влияние оказывали корообразующие процессы, что привело к достаточно резкой смене спектра ведущих полезных ископаемых. Несколько особняком выглядят авлакогены, где основную роль в образовании полезных ископаемых играли осадочные процессы, но и здесь прослеживается влияние вулканоплутонической деятельности как источника энергии рудообразующих процессов.

Установленная эволюционная проявленность и зависимость комплекса рудных и нерудных полезных ископаемых и масштабов их выраженности от типов рифтогенных структур раннего и позднего докембрия и фанерозоя представляет важное прогностическое звено региональной минерагении.

## Литература

- Аксенов Е.М. *История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое*. Докт. дисс. С.-Пб. 1998. 107.
- Вревский А.Б. Геолого-петрологическая систематика зеленокаменных поясов архея. *Проблемы эволюции докембрийской литосферы*. Л.: Наука. 1986. 63-71.
- Грачев А.Ф. *Рифтовые зоны Земли*. Л. Недра. 1977.
- Континентальный и океанический рифтогенез*. М. Наука. 1985.
- Литогеодинатика и минерагения осадочных бассейнов*. 1998.
- Милановский Е.Е. *Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах)*. М. Недра. 1983.
- Милановский Е.Е. Рифтогенез на древних платформах. *Континентальный и океанический рифтогенез*. М. Наука. 1985. 168-190.
- Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д., Лавров М.М. Докембрийский рифтогенез и современная структура Фенноскандинавского щита. *Отечественная геология*, № 5. 1999. 29-38.
- Синицын А.В. Проблема происхождения докембрийских зеленокаменных поясов. *Геотектоника*, № 6. 1979. 3-19.
- Синицын А.В. *Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия*. Л. Недра. 1990. 491.
- Смирнов В.И. Периодичность рудообразования в геологической истории. *27 МК. Докл. т. 12: Металлогения и рудные месторождения*. М. 1984. 3-10.
- Старостин В.И. Основные геолого-металлогенические периоды в эволюции Земли. *Вестник МГУ. Сер. 4. Геология*, № 4. 1996. 19-27.
- Файзуллин Р.М. Эволюция апатитового оруденения северной половины Евразийского континента. *Отечественная геология*, 10. 1997. 19-24.
- Хаин В.С. Основные этапы тектонического развития Земли и их отражение в минерагенике. *Геология рудных месторождений*, т. 42, № 5. 2000. 403-408.
- Kazansky V.I. *Evolution of ore – bearing Precambrian structures*. New Delhi-Bombay-Calcutta: Oxford a JBN Publishing Co. 1995.

### Рустам Махмудович Файзуллин



гл. научный сотрудник, д.г.-м.н., заслуженный деятель науки РТ, лауреат Государственной премии РТ. Область научных интересов: минерагения месторождений нематаллов.



### Татьяна Рамазановна Туманова

научный сотрудник ЦНИИгеолнеруда. Область научных интересов: минерагения месторождений нематаллов.

### Рафик Ахметович Хайдаров



зав. лабораторией минералогических методов ЦНИИгеолнеруда. Область научных интересов: минерагения зеленокаменных поясов.