

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.5>

УДК 552.163

# Минеральный состав и условия метаморфизма вмещающих толщ Горевского полиметаллического месторождения (Енисейский кряж)

*В.Е. Волкова\*, В.П. Сухоруков**Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*

Горевское месторождение (Енисейский кряж) является одним из крупнейших полиметаллических месторождений, локализованных в метаморфических толщах. Несмотря на длительную историю изучения, до сих пор нет единого мнения о его генезисе. Учитывая важную роль метаморфических преобразований в перекристаллизации и формировании облика руд, при реконструкциях генезиса месторождения определяющее значение играют оценки условий метаморфизма вмещающих толщ. Ранее такие оценки давались на основании минеральных парагенезисов в породах. В настоящей статье представлены результаты изучения температурных условий метаморфических преобразований вмещающих горных пород Горевского месторождения с использованием геотермометра на основе данных рамановской спектроскопии углеродистого материала, а также традиционных методов минеральной термометрии. Полученные данные позволили оценить пиковые значения температуры регионального метаморфизма в 490–530 °С при хорошей сходимости результатов различных методов. Также установлено, что на постметаморфической стадии породы были преобразованы гидротермальными процессами при температуре около 345–365 °С.

**Ключевые слова:** Горевское месторождение, Енисейский кряж, метаморфизм, углеродистое вещество, рамановская спектроскопия

**Для цитирования:** Волкова В.Е., Сухоруков В.П. (2025). Минеральный состав и условия метаморфизма вмещающих толщ Горевского полиметаллического месторождения (Енисейский кряж). *Георесурсы*, 27(1), с. 144–161. <https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.5>

## Введение

Горевское месторождение является одним из крупнейших полиметаллических месторождений наряду с Холоднинским (Северное Прибайкалье) и Озерным (Западное Забайкалье). На сегодняшний день общие запасы свинца и цинка (с учетом добычи) составляют 8,8 млн т при средних содержаниях Pb – 6,15%, Zn – 2,02%, Ag – 55,4 г/т и Cd – 0,004%. Месторождение расположено на правом берегу и частично в русле р. Ангара, в 40 км от ее впадения в р. Енисей. Оруденение приурочено преимущественно к углеродисто-кремнисто-карбонатным отложениям горевской свиты. Вмещающие породы сложены углеродистыми сланцами, кремнистыми и карбонатными прослоями различной мощности. Генезис месторождения остается дискуссионным. На разных этапах исследований предполагалась гидротермально-метасоматическая модель формирования (Бровков и др., 1976, 1983; Выдрин и др., 1964 и др.), позднее был

предложен вариант седиментационно-эксгальационного происхождения руд (Кузнецов и др., 1990; Пономарев и др., 1991; Distanov et al., 1999). В последних работах предложена модель осадочно-диагенетического происхождения руд в условиях катагенеза при важной роли процессов переотложения первичного рудного материала внутрипоровыми растворами (Belokonov et al., 2021). В работе (Ковалев и др., 2023) отмечается важная роль процессов метаморфизма в перекристаллизации рудного вещества и формировании полосчато-брекчиевидных, полосчато-вкрапленных, полосчато-прожилковых структур руд, а также в образовании Pb–Ag и Sb–As минерализации, комплекса Fe–Mn–Ba–алюмосиликатных минералов и магнетита. В связи с этим особое значение для реконструкции генезиса месторождения приобретает оценка условий метаморфизма рудовмещающих толщ. До сих пор оценки давались на основании минеральных парагенезисов в породах, количественных оценок не проводилось. Целью наших исследований было определение температурных условий метаморфизма вмещающих горных пород Горевского месторождения.

Для достижения указанной цели использовался метод, основанный на упорядочивании структуры углеродистого вещества с ростом температуры (Beysac et al., 2002 и др.). Ранее нами этот метод опробовался на примере

\* Ответственный автор: Валерия Евгеньевна Волкова  
e-mail: [volkovave@igm.nsc.ru](mailto:volkovave@igm.nsc.ru)

© 2025 Коллектив авторов

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

золоторудного месторождения Эльдorado (Енисейский кряж), где он показал хорошую сходимость с методами традиционной минеральной термометрии (Sukhorukov et al., 2021). В этой работе приводятся новые данные по минералогии вмещающих толщ Горевского месторождения, и впервые даются количественные оценки условий их метаморфизма.

### Геологическое строение

Горевское свинцово-цинковое месторождение расположено на западной окраине Сибирского кратона, в южной части Центрально-Ангарского блока Енисейского кряжа (рис. 1). В геологическом строении Горевского рудного поля и месторождения принимают участие метаморфизованные породы верхнего рифея и палеозойские отложения (Зуев и др., 2009). Верхнерифейский комплекс состоит из потоскуйской, горевской и сухохребтинской свит. Палеозойские отложения представлены рассохинской свитой нижнего карбона. Вмещающие породы месторождения сложены углеродистыми сланцами, кремнистыми и карбонатными прослоями различной мощности, среди которых преобладают известковистые сланцы и глинистые

известняки. Для них характерно ритмично-слоистое строение, которое выражается в чередовании слоев, слоёв и пачек с разным соотношением карбонатного и кварцево-сланцевого материала, в различной мере пигментированного углеродистым графитоподобным веществом (Макаров и др., 2014).

Для площади Горевского месторождения, особенно его юго-восточной части, характерно широкое развитие даек основного состава (Просняков, Володин, 1962; Выдрин и др., 1964; Шерман, 1971; Охапкин, Бутан, 1989; Ковалёв и др., 2023). Они представлены долеритами (от оливиновых до лейкократовых разновидностей), кварцевыми диабазами, лампрофировидными субщелочными оливиновыми долеритами (Ковалев и др., 2023). Дайки образуют серии сближенных тел северо-западного и северо-восточного простирания, которые контролируются зонами крупных разрывных нарушений. Зачастую наблюдается пересечение даек сульфидными и кварц-сульфидными прожилками. Также отмечены брекчии диабазов с цементом сфалерит-пирротин-галенитового состава.

Оруденение приурочено к зоне межпластовых срывов, ограниченной сближенными тектоническими

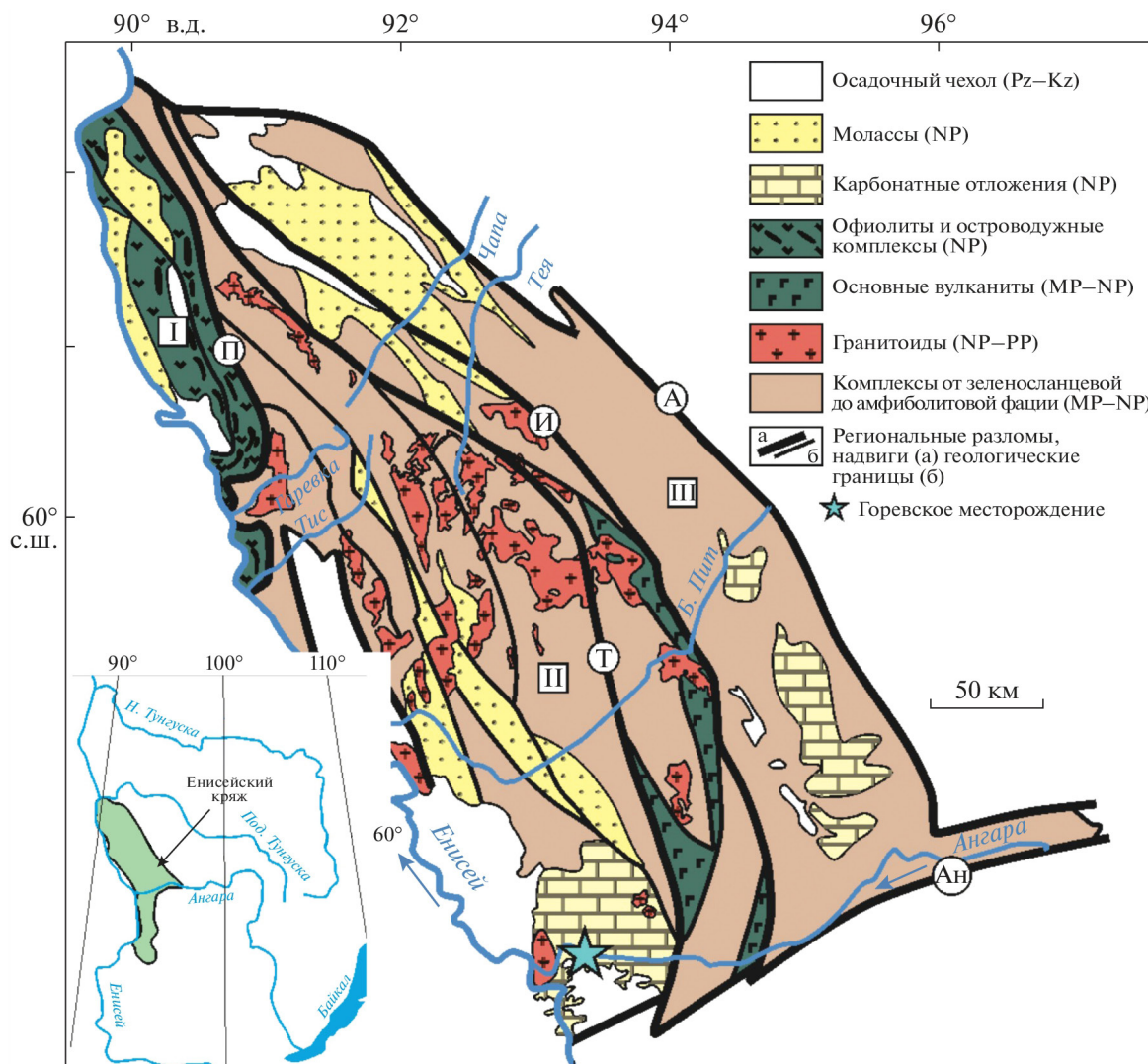


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта Заангарской части Енисейского кряжа (Лиханов и др., 2014; Верниковский и др., 2016; Ковалев и др., 2023). Тектонические блоки: I – Исаковский, II – Центрально-Ангарский, III – Восточно-Ангарский. Региональные разломы: И – Ишимбинский, Т – Татарский, П – Приенисейский, А – Анкиновский, Ан – Ангарский. Звездочкой отмечено Горевское месторождение.

нарушениями северо-западного направления, в ядерной части Горевской синклинали (Макаров и др., 2014). Полиметаллическая минерализация залегает в сложнодислоцированных и тектонически нарушенных углеродисто-терригенно-кремнисто-карбонатных породах горевской свиты общей мощностью около 2000 м и локализована преимущественно в нижней части разреза (рис. 2). Рудовмещающие отложения на месторождении характеризуются пестрым составом: выделяются подрудные пирротин содержащие темно-серые углеродистые глинисто-кремнисто-известковистые породы, черные углеродистые глинисто-кремнисто-сидеритовые породы (рудная пачка) и надрудные слабоуглеродистые серые глинисто-кварц-карбонатные породы (Ковалев и др., 2023). Подрудная и надрудная пачки визуально слабо отличаются друг от друга, представляя по сути кремнистые мергелисто-известковистые отложения с повышенной углеродистостью в подрудной пачке. Породы характеризуются ритмично-слоистым строением, различной мощностью углеродистых сланцев, кремнистых и карбонатных прослоев. Структурные элементы отложения включают косую слоистость, градационную сортировку тонкообломочного

материала, размыв поверхностей кровли ритмов, более обломочный материал подошвы ритмов. Пачка, вмещающая рудные залежи месторождения, характеризуется преимущественно черной окраской и представлена ритмичным чередованием слоев различной насыщенности сульфидными минералами: углеродисто-кремнистыми алевропелитами, силицитами, кремнисто-сидеритовыми и существенно сидеритовыми.

Месторождение представлено тремя сближенными кулисообразно расположенными рудными телами (Главное, Западное и Северо-Западное), разделенными слабо минерализованными породами (Зуев и др., 2009). Границы рудных тел устанавливаются лишь по данным опробования. Форма тел пластообразная, линзовидная, северо-западной ориентировки с падением на юго-запад под углом 75–80° при отчетливо выраженном юго-восточном склонении. По отношению к вмещающим породам рудные тела залегают согласно, субконформно, реже имеют секущий характер. Рудная зона месторождения прослежена по поверхности на протяжении 1800 м при ширине до 500 м и по падению до глубины 1300 м.

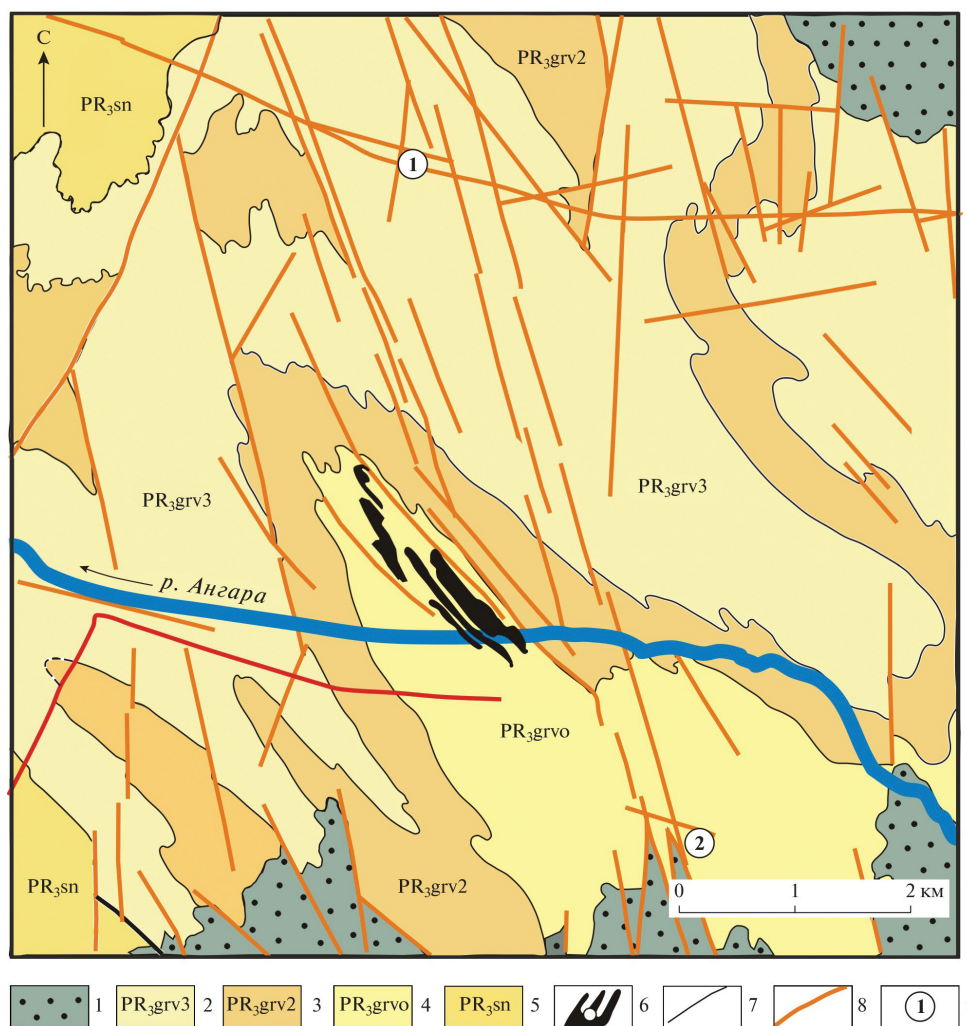


Рис. 2. Схема геологического строения района Горевского месторождения (Ковалев и др., 2023). 1 – отложения верхнего девона, 2–4 – горевская свита верхнего рифея: 2 – верхняя пачка (известняки с прослоями известковистых кварц-серицитовых сланцев), 3 – средняя пачка (известняки с биотитом), 4 – нижняя (рудовмещающая) пачка (известняки, известковистые кварц-серицитовые и углеродисто-сланцевые сланцы); 5 – потоскуйская (шунтарская) свита верхнего рифея (кварц-серицитовые сланцы), 6 – рудные тела Горевского месторождения, 7 – геологические границы, 8 – разрывные нарушения, 9 – рудопрооявления: Рудаковское (1), Картичное (2).

Текстура руд полосчатая, брекчиевидная, полосчато-вкрапленная и прожилковая. Главные рудные минералы: галенит, сфалерит, пирротин. Менее распространены пирит, магнетит, марказит, сульфоантимониды свинца, арсенопирит, ильменит. Редко встречаются халькопирит, теннантит, аргентит, пираргирит, дискразит, самородное серебро. По содержанию основных компонентов выделены свинцово-цинковый ( $Pb/Zn < 1\%$ ), свинцовый ( $Pb/Zn$  до 6–8%) и пирротиновый типы руд. Существенно пирротиновая минерализация тяготеет к корневым частям рудных тел, при этом в нижних горизонтах месторождения присутствуют крупные самостоятельные залежи пирротиновых руд. Цинковая минерализация тяготеет к висячему блоку рудной зоны, свинцовая – к лежащему. Среднее отношение свинца к цинку по месторождению составляет 4 : 1. На долю свинцовых руд приходится около 75% запасов месторождения (Зуев и др., 2009).

## Методы исследований

### Сканирующая электронная микроскопия

Аналитические работы выполнены в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Исследование химического состава минералов проводилось на сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (TESCAN Ltd.) с энергодисперсионным спектрометром (EDS, система микроанализа INCA Energy-450 XMax-80) в ИГМ СО РАН. Условия EDS-анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток электронного пучка 1,5 нА, время набора спектров 20 с.

### Рамановская микроспектроскопия и оценка температур по углеродистому веществу

Изучение углеродистого вещества проводилось в полированных пластинках толщиной 0,2 мм методом рамановской спектроскопии. Измерения проводились в ИГМ СО РАН на рамановском спектрометре Horiba Labram HR800. Возбуждение в образце осуществлялось лазером с длиной волны 532 нм и мощностью на выходе 50 мВт. Регистрация спектра производилась полупроводниковым детектором (CCD матрицей), охлаждаемым по методу Пельтье. Набор спектра углеродистого вещества осуществлялся в диапазоне 1100–1800  $cm^{-1}$ . Время накопления одного спектра составляло 10 с, один анализ включал 5 накоплений. В каждом образце анализировалось не менее 30 чешуй углеродистого вещества. Обработка полученных спектров осуществлялась в компьютерной программе Fityk (версия 1.3.1). В качестве базовой линии принималась кривая полиномиальной функции 3-го порядка, проходящая по средним значениям фонового шума. После вычитания базовой линии проводилась аппроксимация пиков (D1, G, D2) с использованием функции Войта (Voigt) (Wojdyr, 2010). Площадь (интегральная интенсивность), интенсивность (высота), положение центра пиков и полная ширина в половине максимума (FWHM) были определены для всех пиков (т.е. для D1, G и D2). Оценка температур осуществлялась с использованием геотермометров Beysac et al. (2002) по уравнению (1), а также по уравнениям (Rahl et al., 2005) (2) и (Aoya et al., 2010) (3):

$$T = -445 \cdot R2 + 641, \quad (1)$$

$$T = 737,3 + 320,9 \cdot R1 - 1067 \cdot R2 - 80,638 \cdot R1^2, \quad (2)$$

$$T = 91,4 \cdot R2^2 - 556,3 \cdot R2 + 676,3, \quad (3)$$

где  $R1 = [D1/G]_{\text{высота}}$ ,  $R2 = [D1/(D1+G+D2)]_{\text{площадь}}$ .

## Результаты Петрография

Отобранные для оценок условий метаморфизма образцы Горевского месторождения характеризуются в различной степени деформированными слоистыми и полосчатыми породами: от слабдеформированных до будинированных, брекчированных и катаклазированных (рис. 3).

Слабдеформированные породы имеют слоистое, ритмично-слоистое строение (рис. 3а–г) и представлены переслаивающимися карбонатными, кварц-карбонатными и хлорит-серицитовыми, гранат-биотитовыми прослоями, часто углеродсодержащими. Структура мелко-, скрытозернистая, равномернозернистая у существенно метакарбонатных прослоев. Для метаморфизованных глинисто-алевролитовых прослоев типична лепидобластовая, порфиробластовая структура. Сланцеватость последних направлена согласно первичной слоистости породы. Карбонатные прослои состоят из сидерита на 80–95 об.%, кварца до 10 об.% и рудного вещества до 20 об.%, иногда встречаются мусковит до 5 об.% или хлорит до 5 об.%; некоторые из прослоев обогащены рассеянным углеродистым материалом. Хлорит-серицитовые сланцы содержат 60–90 об.% кварца, 30–5 об.% серицита и 10–5 об.% хлорита, в которых присутствуют акцессорные зёрна турмалина. Гранат-биотитовые сланцы обычно образуют маломощные прослои до 4 мм, которые наименее распространены в разрезе. Их минеральная ассоциация включает: кварц (45 об.%), биотит (20–25 об.%), сидерит (до 20 об.%), гранат (10–15 об.%), ± хлорит (10–5 об.%), а также акцессорный турмалин и ильменит. Большинство прослоев сланцев содержат дисперсный углерод, который, вероятно, представлен графитом. Деформационные структуры представлены сланцеватостью и кливажем плейчатости, ориентированными субпараллельно первичной слоистости, а также разрывными дислокациями, (микротрещинами) секущими слоистость. Первые из них наиболее ярко проявлены в хлорит-серицитовых и гранат-биотитовых прослоях (рис. 3а–г), в то время как вторые заметны в более компетентных метакарбонатных прослоях (рис. 3а, б, г). Разрывные дислокации в большинстве своем залечены регенерированными кварц-карбонатными прожилками различной мощности. В целом, большинство из перечисленных деформационных структур образует единый парагенезис, сформированный в результате сжатия, направленного субперпендикулярно слоистости пород и отражающего деформации внутрислоевого квазитечения, межслоевого скольжения и разрывообразования.

Деформированные породы включают брекчированные и будинированные слоистые породы, аналогичные по составу первой группе (рис. 3д–ж), и катаклазированные полосчатые породы (рис. 3з). Катаклазированные полосчатые породы сложены переслаивающимися карбонатными и кремнисто-карбонатно-силикатными прослоями, между

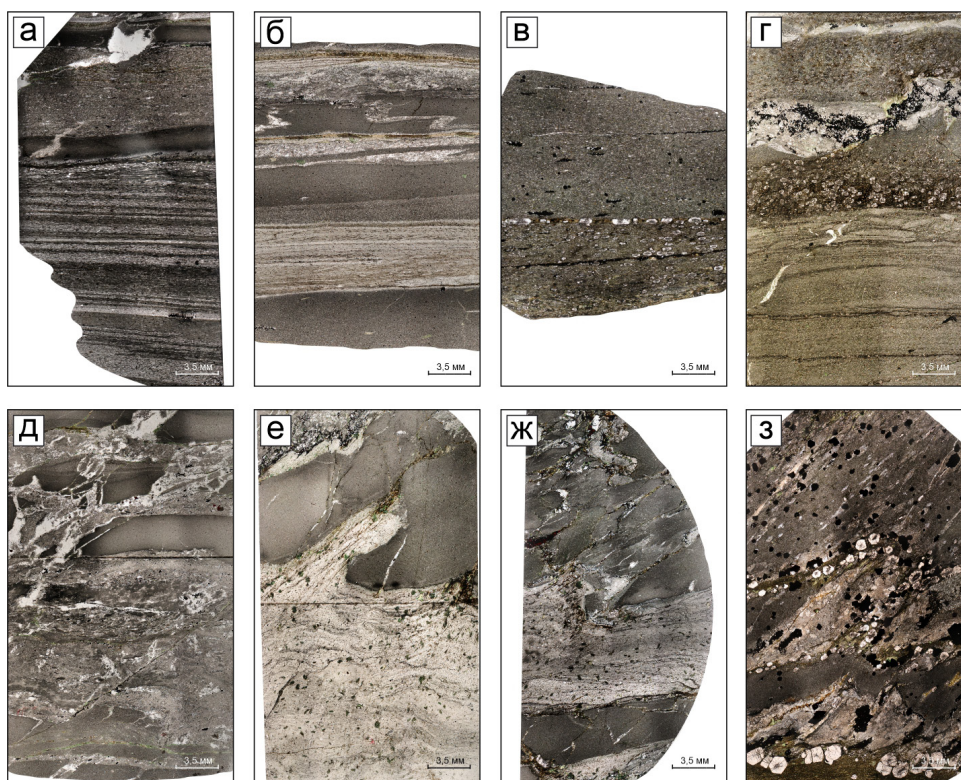


Рис. 3. В различной степени деформированные породы Горевского месторождения в стандартных полированных шлифах: а–г – слабодеформированные слоистые породы, д–ж – брекчированные и будинированные слоистые породы, з – катаклазированные полосчатые породы.

которыми локализованы тонкие (до 2 мм) слойки гранат-биотитовых сланцев. Структура гранат-биотитовых сланцев лепидобластовая, порфиробластовая. Состав представлен биотитом 60 об.%, гранатом 35 об.% и хлоритом до 5 об.%. Сланцеватость данных прослоев ориентирована согласно первичной слоистости/полосчатости породы. Карбонатные прослои обладают мелко-, скрытозернистой, равномернозернистой структурой и состоят на 80–85 об.% из сидерита, 10–5 об.% кварца, 5 об.% биотита и до 5 об.% магнетита. Кремнисто-карбонатно-силикатные прослои состоят из кварца 40–35 об.%, сидерита 35 об.%, магнетита 7–10 об.%, биотита 10 об.%, грюнерита 5–7 об.% и граната 3–5 об.% с единичными зёрнами анкерита и пирротина и отличаются мелко-, скрытозернистой, немато-лепидобластовой структурой, которая ориентирована под углом к полосчатости породы. Данные породы характеризуются гораздо более высокой степенью деформаций, по сравнению со слабодеформированными породами и, вероятно, локализованы вблизи разломной зоны или в замке складки. Элементы первичной слоистости здесь сохраняются лишь у незначительной части компетентных обломков метакarbonатных слоёв. Широкое развитие пластических деформаций в результате внутрислоевого течения в хлорит-серицитовых и гранат-биотитовых прослоях приводит к разрыву слоев метакarbonатов и формированию структур будинажа и, в конечном счёте, брекчированию пород (рис. 3д, е, ж). Межслоевое скольжение в сочетании с пластическим выдавливанием некомпетентного материала в секущие разрывные дислокации приводит к развороту минеральных зёрен граната, биотита и грюнерита, в результате чего они ориентированы под углом к первичной слоистости (полосчатости) пород (рис. 3з).

Появление трещин, секущих участки проявления пластических деформаций, служит подтверждением наличия ещё одного этапа деформаций. Данные трещины выполнены стильпномеланом, хлоритом и грюнеритом.

#### Морфология и химический состав минералов

Морфология и химический состав минералов рассматривались в гранат-биотитовых сланцах, пригодных для применения традиционных геотермометров, которые приводятся ниже.

#### Гранат

Гранат в слабодеформированных гранат-биотитовых прослоях присутствует в ассоциации с биотитом, ± хлоритом, кварцем, сидеритом и ильменитом и образует вытянутые, согласно сланцеватости породы, зональные порфиробласты пойкилитового строения (рис. 3в, г; рис. 4а–в). Размер зёрен достигает 1,2 мм. Порфиробласты часто растресканы, трещины залечены биотитом; замещение зёрен не наблюдается. В качестве включений в минерале встречаются скопления углеродистого вещества, зёрна кварца, ильменита, сидерита, апатита, турмалина и циркона. Включения сконцентрированы в центральной части зёрен граната, что определяет зональность минерала. По химическому составу гранат относится к альмандину:  $x_{Alm} \approx 0,77-0,66$ ,  $x_{Prp} \approx 0,02-0,01$ ,  $x_{Sps} \approx 0,17-0,29$ ,  $x_{Gross} \approx 0,08-0,03$  (табл. 1). Железистость минерала от центра к краю зерна постоянна ( $F \approx 0,97-0,99$ ). В зёрнах граната наблюдается слабое увеличение спессартина и уменьшение альмандинда от центра зёрен к периферии (рис. 5, обр. Гр-6, Гр-5). В образце Г-2112-118 зональность граната осложняется незначительным увеличением

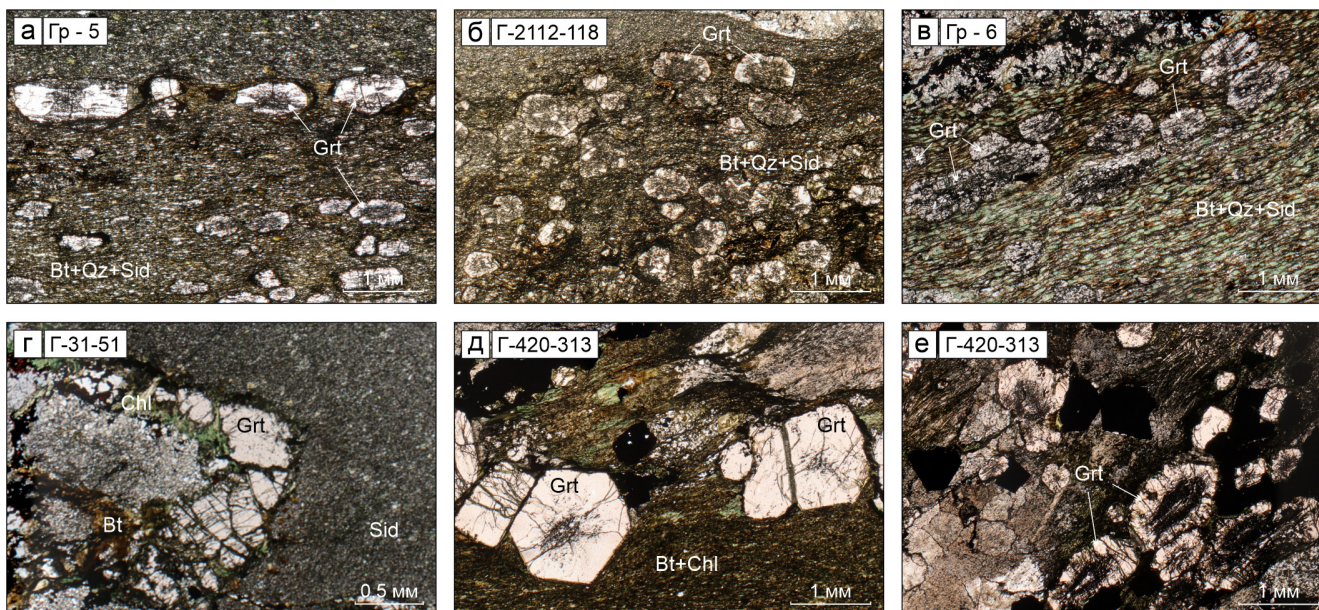


Рис. 4. Гранат-биотитовые сланцы Горевского месторождения. Микрофотографии шлифов в проходящем свете. Grt – гранат, Bt – биотит, Qz – кварц, Sid – сидерит, Chl – хлорит

альмандин и уменьшением спессартина на краях зёрен (рис. 5).

Гранат в образцах Г-31-51 и Г-420-313 (рис. 3ж, з, соответственно; рис. 4г–е) распространён на границе карбонатных и кремнисто-карбонатно-силикатных прослоёв и образует как хорошо ограниченные кристаллы размером 1–1,5 мм, так и деформированные вытянутые зёрна аналогичной размерности. Последние локализованы в зоне максимального напряжения (давления). Зёрна часто трещиноваты и раздроблены, трещины залечены хлоритом. Отмечается хлоритизация зёрен в виде каймы или оторочки вокруг граната мощностью около 0,1 мм, сложной хлоритом (рис. 5, обр. Г-420-313, Grt-1). Зёрна граната имеют зональное строение, которое определяется повышенным количеством включений в центральной части зёрен. Включения представлены преимущественно кварцем и углеродистым материалом, в меньшей степени ильменитом, биотитом, сидеритом, апатитом и турмалином. В образце Г-31-51 гранат по химическому составу соответствует альмандину:  $x_{Alm} \approx 0,67–0,77$ ,  $x_{Prp} \approx 0,01–0,02$ ,  $x_{Sps} \approx 0,20–0,14$ ,  $x_{Gross} \approx 0,13–0,08$  (табл. 1), в котором отмечается незначительное повышение альмандинового компонента и снижение спессартинового и гроссулярового миналов от центра к краю зёрен (рис. 5). Гранат в образце Г-420-313 характеризуется наличием сложной химической зональности (рис. 5). Железистость граната в обоих образцах практически не изменяется от центра к краю зерна ( $F \approx 0,98–1,00$ ).

#### Биотит

Биотит в слабдеформированных образцах представлен коричневатобурыми и зеленоватыми закономерно ориентированными чешуйками, которые определяют сланцеватость породы (рис. 4а–в). Размер чешуек обычно не превышает 0,5–0,7 мм. Железистость биотита в подобных образцах варьируется от 0,79 до 0,86 (рис. 6а). Содержание  $TiO_2$  составляет 1,15–1,92 мас.% (табл. 2).

В образце Г-31-51 биотит образует буроватые чешуйки длиной до 0,4 мм (рис. 4г) и отличается повышенной железистостью, составляющей 0,86–0,88, и наличием  $BaO$  в количестве 1,06–2,03 мас.% (табл. 2). Содержание  $TiO_2$  изменяется от 1,12 до 1,86 мас.%.

В образце Г-420-313 по морфологическим особенностям минерала выделяется две генерации биотита. Первая генерация представлена буроватыми закономерно ориентированными в одном направлении (параллельно полосчатости) относительно крупными (0,3–0,5 мм) чешуйками, которые присутствуют совместно с зеленоватыми чешуйками хлорита и порфиробластами граната (рис. 4д). Вторая генерация биотита представлена мелкими (до 0,1 мм) чешуйками бурого цвета и распространена в кремнисто-карбонатно-силикатном прослое, где совместно с амфиболом (грюнеритом) определяет немато-лепидобластовую структуру, ориентированную под углом к полосчатости породы. Содержание  $K_2O$  составляет 8,14–8,81 мас.%,  $TiO_2$  – 1,18–1,75 мас.% (табл. 2), железистость составляет 0,74–0,79 (рис. 6а).

#### Карбонаты

В слабдеформированных и будинированных образцах гранат-биотитовых сланцев карбонатный материал представлен сидеритом (рис. 6б), который образует удлиненные зёрна размером около 0,1–0,2 мм, вытянутые согласно сланцеватости породы. Зёрна сидерита содержат 5,01–6,42 мас.% марганца (табл. 3), железистость минерала составляет 0,91–0,95.

В образце Г-420-313 присутствует два карбоната – сидерит и анкерит (рис. 6б). Сидерит повсеместно распространён в породе в виде слабоудлинённых округлых зёрен размером до 0,1 мм и их скоплений. Анкерит встречается в виде редких мелких (до 0,1 мм) зёрен вблизи магнетита и сидерита. Концентрация марганца в сидерите изменяется от 4,65 до 8,65 мас.%, в анкерите – от 5,67 до 6,35 мас.%. Железистость варьируется от 0,91 до 0,94 в сидерите, в анкерите составляет 0,84–0,85.

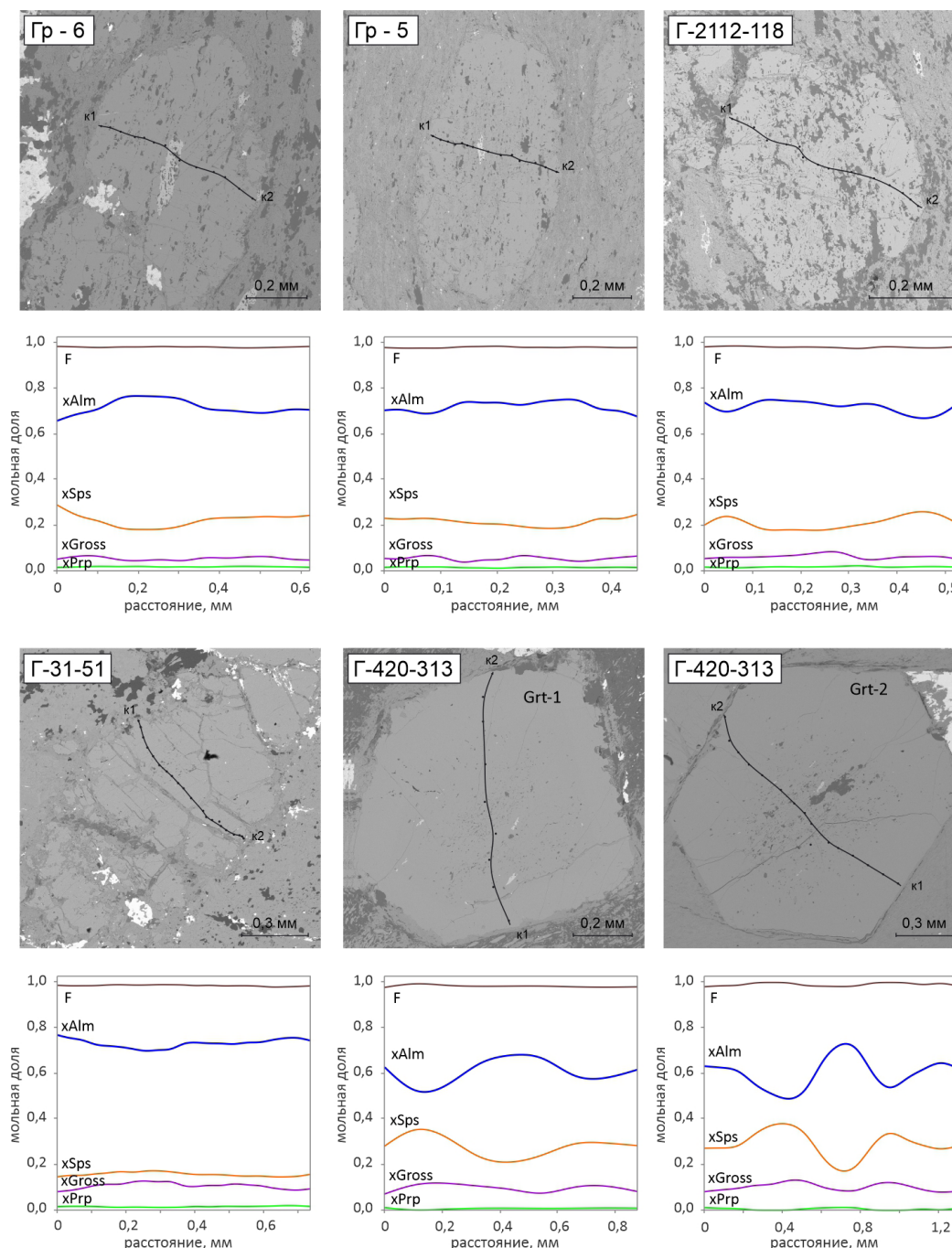


Рис. 5. BSE-изображения и концентрационные профили зёрен граната из гранат-биотитовых сланцев Горевского месторождения. k1 и k2 – края зёрен граната (Grt) (табл. 1).  $F = \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ ,  $x\text{Alm} = \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Ca})$ ,  $x\text{Sps} = \text{Mn}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Ca})$ ,  $x\text{Prp} = \text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Ca})$ ,  $x\text{Gross} = \text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Ca})$ .

#### Хлорит

Хлорит в гранат-биотитовых сланцах представлен зеленоватыми чешуйками неправильной формы размером до 0,4 мм, которые встречаются совместно с биотитом, или в виде мелких чешуек размером до 0,1 мм, слагающих кайму вокруг зёрен граната, залечивающих трещины в зёрнах граната и выполняющих трещины в деформированных образцах. По составу хлориты содержат вариации  $\text{SiO}_2$  от 22,25 до 25,76 мас.% и являются железистыми ( $F = 0,87\text{--}0,89$  и  $0,79\text{--}0,80$  в образцах Г-31-51 и Г-420-313, соответственно), что соответствует ряду шамазит-тюрингит. В хлоритах из трещин и кайм граната отмечаются пониженные значения Al (IV) (табл. 4).

#### Амфибол и стильпномелан

Амфибол и стильпномелан встречаются в образце Г-420-313. Амфибол образует в кремнисто-карбонатно-силикатном прослое мелкие пластинки размером около 0,1 мм, ориентированные под углом к полосчатости, и выполняет трещины в породе в виде тонких, резко удлинённых зёрен, длина которых не превышает 0,2 мм. По составу амфибол отвечает грюнериту (табл. 5). Стильпномелан присутствует в виде тонких и длинных пластинок (почти игольчатых) буровато-зеленоватого цвета и их срастаний, которые приурочены к трещинам. Состав стильпномелана представлен в табл. 5.

Образец	Гр-6			Гр-5			Г-2112-118			Г-31-51			Г-420-313					
	Grt			Grt			Grt			Grt			Grt-1			Grt-2		
	к1	ц	к2	к1	ц	к2	к1	ц	к2	к1	ц	к2	к1	ц	к2	к1	ц	к2
SiO <sub>2</sub>	35,86	36,14	36,10	36,07	35,73	36,03	35,97	36,16	35,75	35,80	36,14	36,20	36,76	36,22	35,41	36,78	36,18	35,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,23	20,40	20,06	20,47	19,91	19,97	19,91	20,18	19,93	20,08	20,47	20,31	20,39	20,16	19,29	19,95	20,53	19,42
FeO	30,20	34,21	31,89	31,78	33,02	30,96	33,67	32,96	33,34	34,33	31,10	33,96	29,78	31,28	27,25	29,73	33,47	28,92
MnO	12,11	7,59	10,26	9,77	8,20	10,48	8,43	7,38	8,64	6,06	7,25	6,58	12,28	8,79	12,45	11,85	6,98	11,89
MgO	0,25	0,28	0,27	0,33	0,35	0,32	0,33	0,36	0,33	0,30	0,25	0,35	0,35	0,28	0,30	0,30	0,33	0,22
CaO	1,56	1,59	1,44	1,78	2,39	2,13	1,69	2,67	1,65	2,61	4,27	3,05	2,53	3,29	3,75	2,82	2,92	2,82
Сумма	100,2	100,2	100,0	100,2	99,6	99,9	100,0	99,7	99,6	99,2	99,5	100,4	102,1	100,0	98,4	101,4	100,4	99,1
Формульные единицы, рассчитанные на 12O																		
Si	2,95	2,97	2,98	2,96	2,95	2,97	2,97	2,98	2,96	2,97	2,97	2,96	2,96	2,97	2,95	2,98	2,96	2,97
Al	1,96	1,98	1,95	1,98	1,93	1,94	1,93	1,96	1,94	1,96	1,98	1,96	1,94	1,95	1,90	1,91	1,98	1,90
Fe <sup>3+</sup>	0,14	0,08	0,10	0,10	0,14	0,12	0,13	0,09	0,14	0,11	0,08	0,13	0,14	0,11	0,20	0,13	0,11	0,15
Fe <sup>2+</sup>	1,94	2,27	2,10	2,09	2,14	2,01	2,19	2,18	2,17	2,27	2,06	2,19	1,86	2,04	1,70	1,89	2,18	1,86
Mn	0,84	0,53	0,72	0,68	0,57	0,73	0,59	0,51	0,61	0,43	0,50	0,46	0,84	0,61	0,88	0,81	0,48	0,84
Mg	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03
Ca	0,14	0,14	0,13	0,16	0,21	0,19	0,15	0,24	0,15	0,23	0,38	0,27	0,22	0,29	0,34	0,25	0,26	0,25
F	0,99	0,99	0,99	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99
xAlm	0,67	0,77	0,71	0,71	0,73	0,69	0,75	0,74	0,74	0,77	0,70	0,75	0,65	0,70	0,60	0,65	0,75	0,64
xSps	0,27	0,17	0,23	0,22	0,18	0,24	0,19	0,17	0,20	0,14	0,17	0,15	0,27	0,20	0,28	0,26	0,16	0,27
xPrp	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
xGross	0,04	0,05	0,04	0,05	0,07	0,06	0,05	0,08	0,05	0,08	0,12	0,09	0,07	0,09	0,11	0,08	0,08	0,08

Табл. 1. Химический состав граната из гранат-биотитовых сланцев Горевского месторождения. FeO – общее железо, F = Fe/(Fe+Mg) (здесь и далее). Grt – гранат, ц – центр зёрен, к1 и к2 – края зёрен. xAlm = Fe/(Fe+Mg+Mn+Ca), xSps = Mn/(Fe+Mg+Mn+Ca), xPrp = Mg/(Fe+Mg+Mn+Ca), xGross = Ca/(Fe+Mg+Mn+Ca).

Образец	Гр-6			Гр-5			Г-2112-118			Г-31-51			Г-420-313			
	Анализ	Bt-1	Bt-2	Bt-3	Bt-1	Bt-2	Bt-3	Bt-1	Bt-2	Bt-3	Bt-1	Bt-2	Bt-3	Bt-1	Bt-2	Bt-3
SiO <sub>2</sub>	33,01	34,21	33,44	32,48	32,99	33,55	32,58	34,04	32,71	33,18	32,33	33,05	33,97	33,55	33,99	
TiO <sub>2</sub>	1,42	1,73	1,45	1,53	1,53	1,50	1,22	1,33	1,47	1,60	1,33	1,40	1,55	1,27	1,27	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,91	19,48	18,65	17,31	16,44	16,02	16,95	17,93	17,40	17,52	18,06	17,48	14,96	14,02	15,27	
FeO	29,94	28,39	29,76	32,25	31,96	32,25	31,74	31,82	31,65	31,26	30,86	31,38	30,57	32,66	32,23	
MnO	0,25	0,00	0,22	0,25	0,31	0,34	0,31	0,00	0,00	0,21	0,22	0,00	0,00	0,34	0,00	
MgO	2,80	3,22	3,15	4,03	4,23	4,56	3,13	3,37	3,20	2,70	2,47	2,59	5,14	5,11	4,86	
K <sub>2</sub> O	8,72	9,06	9,14	8,01	8,20	8,18	8,75	8,79	8,42	8,77	8,63	8,55	8,81	8,42	8,38	
BaO	—	—	—	0,00	0,49	0,67	—	—	—	1,24	1,50	1,52	—	—	—	
Сумма	94,05	96,09	95,81	95,86	96,15	97,07	94,68	97,28	94,85	96,48	95,40	95,97	95,00	95,36	96	
Формульные единицы, рассчитанные на 110																
Si	2,69	2,69	2,67	2,62	2,67	2,69	2,67	2,69	2,67	2,68	2,65	2,69	2,76	2,75	2,74	
Al(IV)	1,31	1,31	1,33	1,38	1,33	1,31	1,33	1,31	1,33	1,32	1,35	1,31	1,24	1,25	1,26	
Al(VI)	0,42	0,50	0,43	0,27	0,23	0,20	0,31	0,37	0,34	0,35	0,39	0,36	0,19	0,10	0,19	
Ti	0,09	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,09	0,10	0,08	0,09	0,09	0,08	0,08	
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	
Fe <sup>2+</sup>	2,04	1,87	1,99	2,19	2,15	2,14	2,18	2,11	2,16	2,07	2,06	2,09	2,07	2,24	2,17	
Mn	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	
Mg	0,34	0,38	0,38	0,49	0,51	0,54	0,38	0,40	0,39	0,33	0,30	0,31	0,62	0,62	0,58	
K	0,91	0,91	0,93	0,83	0,85	0,84	0,92	0,89	0,88	0,90	0,90	0,89	0,91	0,88	0,86	
Ba	—	—	—	0,00	0,02	0,02	—	—	—	0,04	0,05	0,05	—	—	—	
F	0,86	0,83	0,84	0,82	0,81	0,80	0,85	0,84	0,85	0,87	0,88	0,87	0,77	0,78	0,79	
Температура кристаллизации биотита																
H05 (°C)	507	549	508	525	526	519	464	480	516	536	490	503	533	479	474	

Табл. 2. Химический состав биотита из гранат-биотитовых сланцев Горевского месторождения. Bt – биотит. H05 - оценки температуры, рассчитанные по (Henry et al., 2005).

Образец	Гр-6	Гр-5			Г-2112-118			Г-31-51			Г-420-313							
Анализ	Sid-1	Sid-1	Sid-2	Sid-3	Sid-1	Sid-2	Sid-3	Sid-1	Sid-2	Sid-3	Sid-1	Sid-2	Sid-3	Sid-5	Sid-6	Ank-1	Ank-2	Ank-3
SiO <sub>2</sub>	0,36	0,21	0,45	0,6	0,56	0,3	0,41	0,47	—	—	—	0,24	—	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,25	0,23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	49,36	49,2	49,85	47,83	48,73	49,79	48,93	49,53	50,37	50,75	47,87	48,82	51,38	46,17	47,54	22,18	22,28	22,1
MnO	5,53	5,62	4,58	6,42	5,42	5,31	5,37	5,89	5,54	5,32	6,08	5,47	4,82	8,64	7,97	5,67	5,85	6,04
MgO	3,53	4,11	4,46	4,13	4,38	3,78	4	3,42	3,48	3,38	4,93	4,99	3,57	4,23	4,31	4,18	3,93	3,91
CaO	1,18	1,13	0,84	0,99	1,34	0,46	1,08	1,01	1,13	0,97	1,08	0,62	0,8	0,98	0,81	25,98	27,52	26,85
Сумма	59,96	60,27	60,18	60,22	60,66	59,64	59,79	60,32	60,52	60,42	59,96	60,14	60,57	60,02	60,63	58,01	59,58	58,91
Формульные единицы, рассчитанные на 1O																		
Si	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	—	—	—	0,00	—	—	—	—	—	—
Al	—	—	—	0,01	0,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe	0,77	0,77	0,77	0,74	0,74	0,79	0,77	0,77	0,79	0,80	0,75	0,76	0,81	0,72	0,74	0,32	0,32	0,32
Mn	0,09	0,09	0,07	0,10	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,10	0,09	0,08	0,14	0,13	0,08	0,08	0,09
Mg	0,10	0,11	0,12	0,11	0,12	0,11	0,11	0,10	0,10	0,09	0,14	0,14	0,10	0,12	0,12	0,11	0,10	0,10
Ca	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,48	0,50	0,49
F	0,93	0,92	0,92	0,92	0,92	0,93	0,92	0,94	0,94	0,94	0,91	0,91	0,94	0,92	0,92	0,84	0,85	0,85
#Fe	0,83	0,82	0,83	0,81	0,81	0,84	0,82	0,83	0,83	0,84	0,80	0,82	0,85	0,77	0,78	0,38	0,37	0,38
#Mn	0,09	0,09	0,08	0,11	0,09	0,09	0,09	0,10	0,09	0,09	0,10	0,09	0,08	0,14	0,13	0,10	0,10	0,10
#Mg	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,08	0,08	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
#Ca	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,45	0,46	0,46

Табл. 3. Химический состав карбонатов из гранат-биотитовых сланцев Горевского месторождения. Sid – сидерит, Ank – анкерит. #Fe = FeO/(FeO+MgO+MnO+CaO), #Mn = MnO/(FeO+MgO+MnO+CaO), #Mg = MgO/(FeO+MgO+MnO+CaO), #Ca = CaO/(FeO+MgO+MnO+CaO).

Образец	Г-31-51									Г-420-313				
	Chl-1	Chl-2	Chl-3	Chl-4	Chl-5	Chl-6	Chl-7*	Chl-8*	Chl-9*	Chl-1	Chl-2	Chl-3*	Chl-4*	Chl-5*
SiO <sub>2</sub>	22,57	22,25	22,40	22,72	22,98	22,40	23,77	24,00	23,40	22,76	23,08	24,67	23,94	24,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,61	20,88	21,18	20,09	19,86	19,69	20,31	20,65	18,99	19,37	18,54	17,84	18,31	18,59
FeO	42,18	42,07	41,98	42,69	43,25	42,39	42,38	42,29	43,01	42,13	39,97	40,42	39,91	39,84
MnO	0,39	0,41	0,37	0,46	0,40	0,56	0,41	0,49	0,65	0,43	0,34	0,48	0,39	0,25
MgO	3,50	3,23	3,07	3,28	3,13	3,03	3,45	3,32	3,15	3,90	5,51	5,90	5,51	5,59
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,58	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12
Сумма	89,25	88,84	89,00	89,24	89,62	88,07	90,32	91,33	89,20	88,59	87,44	89,31	88,06	88,63
Формульные единицы, рассчитанные на 14O														
Si	2,57	2,55	2,56	2,60	2,62	2,60	2,68	2,67	2,69	2,62	2,66	2,78	2,74	2,75
Al(IV)	1,43	1,45	1,44	1,40	1,38	1,40	1,32	1,33	1,31	1,38	1,34	1,22	1,26	1,25
Al(VI)	1,34	1,37	1,42	1,31	1,30	1,30	1,38	1,38	1,26	1,24	1,17	1,15	1,21	1,23
Fe <sup>3+</sup>	0,08	0,08	0,01	0,09	0,08	0,10	0,00	0,03	0,05	0,14	0,17	0,07	0,06	0,03
Fe <sup>2+</sup>	3,94	3,96	4,00	4,00	4,05	4,02	4,00	3,91	4,09	3,91	3,68	3,74	3,76	3,75
Mn	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04	0,05	0,06	0,04	0,03	0,05	0,04	0,02
Mg	0,60	0,55	0,52	0,56	0,53	0,52	0,58	0,55	0,54	0,67	0,95	0,99	0,94	0,95
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
R <sup>2+</sup>	4,57	4,55	4,56	4,60	4,62	4,60	4,618	4,508	4,690	4,616	4,657	4,781	4,74	4,71
F	0,87	0,88	0,88	0,88	0,89	0,89	0,87	0,88	0,88	0,86	0,80	0,79	0,80	0,80
Температура кристаллизации хлорита														
ME (°C)	397	404	400	389	381	388	363	366	360	384	370	330	344	341
KM (°C)	385	390	388	380	375	380	362	365	361	375	362	335	345	342
J (°C)	414	421	417	406	398	405	379	383	377	400	385	345	359	355

Табл. 4. Химический состав хлоритов из вмещающих пород Горевского месторождения. Chl – хлорит, Chl\* – хлорит в трещинах или кайме граната. Оценки температуры получены по McDowell and Elders, 1980 (ME), Kranidiotis and MacLean, 1987 (KM), Jowett, 1991 (J).

Образец	Г-420-313									
	Gru-1	Gru-2	Gru-3	Gru-4	Gru-5	Gru-6	Gru-7	Stp-1	Stp-2	Stp-3
SiO <sub>2</sub>	49,91	50,74	50,17	51,38	51,11	49,78	50,1	45,09	51,56	46,01
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	0,45	0,45	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	0,42	0,26	0,25	0,00	0,36	0,28	6,78	5,54	6,07
FeO	40,67	40,55	40,02	39,05	39,39	40,29	40,14	35,31	32,18	34,25
MnO	1,71	1,54	1,58	1,58	1,68	1,43	1,46	0,67	0,48	0,35
MgO	5,29	5,05	5,95	5,57	5,9	5,64	5,39	2,77	2,16	2,80
CaO	0,15	0,14	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	2,31	1,42	1,73
Сумма	98,12	98,44	98,12	97,83	98,08	97,5	97,37	93,38	93,79	91,73

Формульные единицы, рассчитанные на 23O для грюнерита, на 22O для стильпноmelана										
Si	7,97	8,04	7,98	8,12	8,09	7,98	8,03	7,16	7,82	7,35
Ti	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,05	0,06
Al	0,07	0,08	0,05	0,05	0,00	0,07	0,05	1,27	0,99	1,14
Fe	5,43	5,37	5,32	5,16	5,21	5,40	5,38	4,69	4,08	4,57
Mn	0,23	0,21	0,21	0,21	0,23	0,19	0,20	0,09	0,06	0,05
Mg	1,26	1,19	1,41	1,31	1,39	1,35	1,29	0,66	0,49	0,67
Ca	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—	0,47	0,27	0,35
F	0,81	0,82	0,79	0,80	0,79	0,80	0,81	0,88	0,89	0,87

Табл. 5. Химический состав амфибола и стильпноmelана из вмещающих пород Горевского месторождения. Gru – грюнерит, Stp – стильпноmelан.

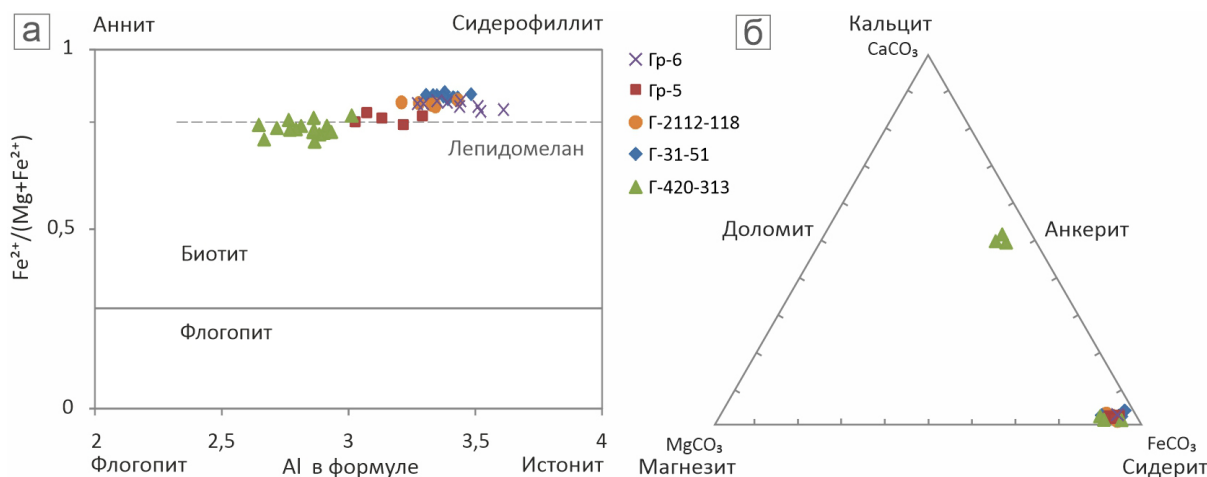


Рис. 6. Состав биотита (а) и карбонатов (б) из образцов гранат-биотитовых сланцев Горевского месторождения.

### Оценка температуры метаморфизма

#### Гранат-биотитовый и биотитовый геотермометры

В зёрнах граната и биотита из слабдеформированных и будинированных образцов не проявлены признаки замещения и/или растворения минералов. Допуская равновесие исходных фаз, для оценки температуры метаморфизма с использованием гранат-биотитового геотермометра (Holdaway, 2000) и геотермометра, основанного на содержании титана в биотите (Henry et al., 2005), применялись составы краевых частей зёрен граната (табл. 1) и составы биотита из матрикса породы (табл. 2). В качестве оценки давления при расчёте температуры с помощью гранат-биотитового геотермометра были использованы данные,

полученные в работе (Ковалёв и др., 2023) по газовой-жидким включениям. Согласно этой работе, давления составляют около 3–4 кбар (4,5–2,7 кбар). Также температуры рассчитаны при давлении 5, 6 и 7 кбар, исходя из предположения, что условия метаморфизма могут соответствовать по геотермическому градиенту региональному метаморфизму углеродистых толщ Енисейского кряжа.

Полученные оценки температур по гранат-биотитовому геотермометру в среднем составляют 450–505 °С при давлении 3–4 кбар или 460–515 °С при 6–7 кбар (табл. 6). По геотермометру (Henry et al., 2005) оценки температур составляют 515 ± 50 °С для всех образцов (табл. 2, рис. 7а).

Давление (кбар)	Образец			
	Гр-6	Гр-5	Г-2112-118	Г-31-51
3	492	450	499	502
4	495	453	502	505
5	497	456	505	508
6	500	459	508	511
7	502	462	511	514

Табл. 6. Температура метаморфизма гранат-биотитовых сланцев Горевского месторождения. Температура посчитана с помощью гранат-биотитового геотермометра (Holdaway, 2000) и приведена в градусах цельсия (°C).

В образцах Г-31-51 и Г-420-313, в которых присутствует хлорит, замещающий пиковые минералы и выполняющий трещины в породе, оценки температур также были проведены с помощью хлоритовых геотермометров: (McDowell, Elders, 1980; Kranidiotis, MacLean, 1987; Jowett, 1991; Bourdelle et al., 2013). По трём эмпирическим геотермометрам, результаты которых приведены в табл. 4, температура образования хлорита в породе составляет 395–380 °C, а температура хлорита в секущих прожилках и в кайме граната чуть ниже – 365–345 °C. Полуэмпирический подход (Bourdelle et al., 2013) иллюстрирует, что для большинства хлоритов верхний температурный предел их кристаллизации превышает 350 °C (рис. 7б).

**Углеродистый геотермометр**

Кристаллическая структура углеродистого вещества (УВ) закономерно упорядочивается с ростом температуры и не меняется при ретроградных и наложенных (более низкотемпературных) условиях, о чём свидетельствуют систематические изменения рамановских спектров в зависимости от степени метаморфизма (Pasteris, Wopenka, 1991; Wopenka, Pasteris, 1993; Beysac et al., 2002 и др.). На этом принципе для определения максимальных температур метаморфизма были предложены три геотермометра: (Beysac et al., 2002; Rahl et al., 2005; Aoya et al., 2010).

Вмещающие породы Горевского месторождения в разной мере обогащены дисперсным углеродистым веществом. Углеродистый материал представлен чёрными, непрозрачными чешуйками неправильной формы, которые распространены в качестве включений в породообразующих минералах и по их границам (рис. 8). Размер чешуек варьируется от 2 до 10 мкм.

Анализировался углеродистый материал преимущественно в хлорит-серицитовых и гранат-биотитовых сланцах. Для анализа использовались чешуйки, находящиеся под поверхностью прозрачных и полупрозрачных минералов (кварца, реже карбоната или граната). Набор рамановского спектра УВ осуществлялся в диапазоне первого порядка от 1100 до 1800 см<sup>-1</sup>. Минимальное количество анализов для каждого образца составило 31.

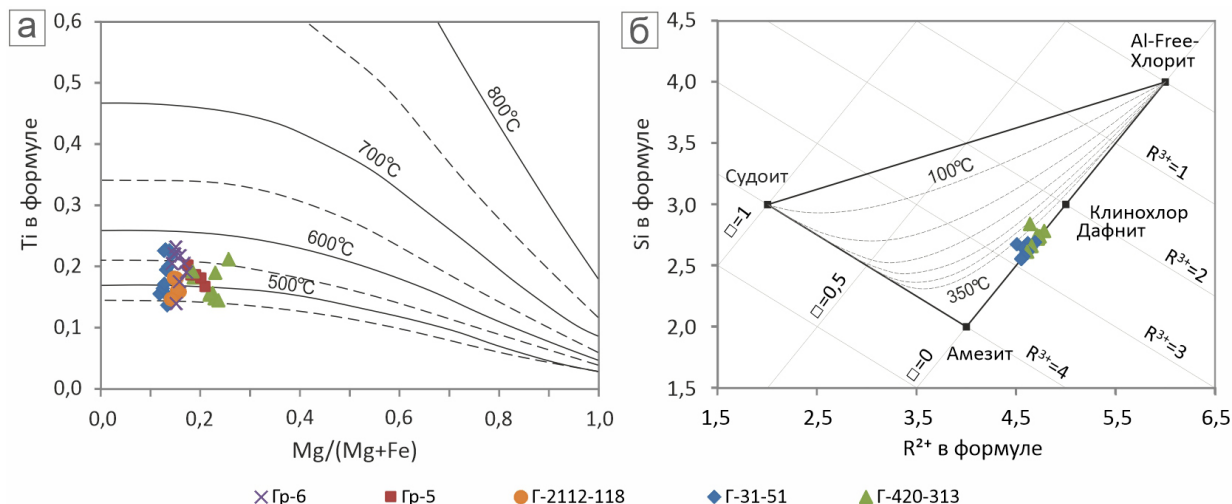


Рис. 7. Температура кристаллизации биотита по (Henry et al., 2005) (а) и хлорита по (Bourdelle et al., 2013) (диаграмма R<sup>2+</sup>-Si по (Wiewioga, Weiss, 1990)) (б) для вмещающих пород Горевского месторождения.

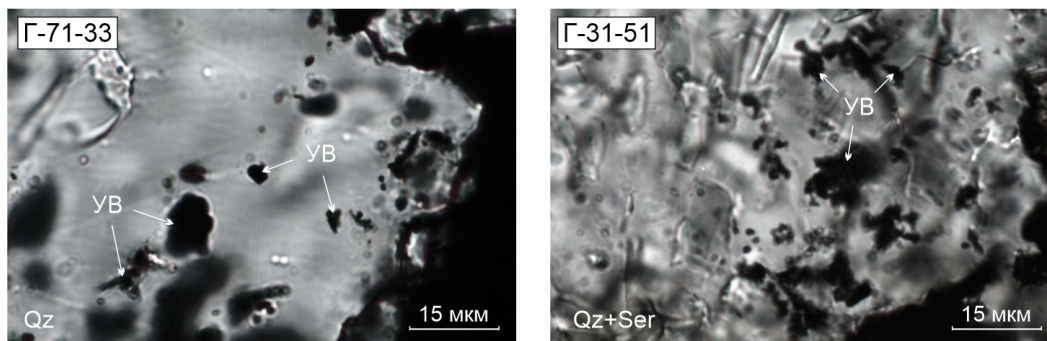


Рис. 8. Микрофотографии углеродистого вещества в образцах Горевского месторождения в полированных пластинках (толщина пластинок 0,2 мм). УВ – углеродистое вещество, Qz – кварц, Ser – серицит.

Все полученные спектры УВ включают три пика (D1, G, D2) (рис. 9). В исследуемых образцах основной пик G является наиболее интенсивной (высокой) составляющей представленных спектров и располагается около 1576 см<sup>-1</sup>. D1-пик – средний по интенсивности пик, который локализуется около 1347 см<sup>-1</sup>. D2-пик представляет собой плечеобразное дополнение G-пика с центром около 1615 см<sup>-1</sup>. Рассчитанные в компьютерной программе

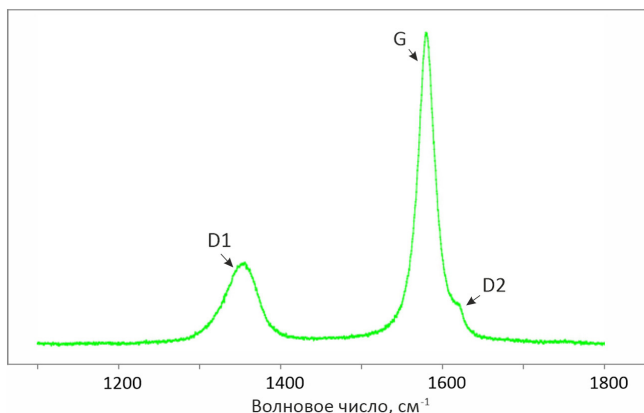


Рис. 9. Характерный рамановский спектр углеродистого вещества пород Горевского месторождения, состоящий из трёх пиков D1, G и D2.

Fityk (версия 1.3.1) параметры пиков приведены в табл. 7, отношения степени порядка УВ (отношения R1 и R2) и температуры образования УВ – в табл. 8.

Для всех образцов оценки температуры, полученные при анализе углеродистого вещества, дают близкие средние значения геотермометров (рис. 10). Полученные по двум калибровочным уравнениям (Beyssac et al., 2002; Rahl et al., 2005) средние значения температуры составляют 515 ± 50 °С. По уравнению (Аоуа et al., 2010), откалиброванному для регионально метаморфических пород, средние значения температуры определены немного выше – 531 ± 50 °С.

### Обсуждение результатов

Изученные образцы пород Горевского месторождения, в частности, гранат-биотитовые сланцы, обладают минеральной ассоциацией и структурно-текстурными особенностями, характерными для метаморфических пород.

В образцах в различной степени проявлены деформации первично-слоистых пород. В менее деформированных образцах отсутствуют явные признаки растворения или замещения порообразующих минералов, в то время как в катаклазированном образце Г-420-313 наблюдаются признаки регрессивных или наложенных преобразований,

Образец	n	D1-пик				G-пик				D2-пик			
		Позиция (см <sup>-1</sup> )		FWHM		Позиция (см <sup>-1</sup> )		FWHM		Позиция (см <sup>-1</sup> )		FWHM	
		m	б	m	б	m	б	m	б	m	б	m	б
Г-71-33	59	1347,2	2,9	47,0	10,4	1576,2	3,1	27,3	8,0	1612,7	6,7	20,0	9,9
Г-31-51	31	1348,8	1,4	45,7	9,4	1577,1	1,4	23,5	1,7	1615,5	1,6	16,8	3,0
Г-428-112	44	1347,9	1,7	41,6	9,3	1576,9	1,7	23,3	2,2	1616,1	2,3	15,6	2,8
Г-420-313	59	1347,6	2,6	43,0	9,2	1575,9	3,3	24,7	3,0	1614,7	4,0	13,8	3,0
Гр-5	31	1345,9	1,6	40,7	8,3	1575,2	1,5	23,6	1,6	1614,1	1,8	14,3	2,4

Табл. 7. FWHM и позиция пиков рамановских спектров углеродистого вещества вмещающих пород Горевского месторождения. n – количество анализов, m – среднее значение, б – стандартное отклонение (здесь и далее). Позиция – положение центра пика, FWHM – полная ширина в половине максимума пика.

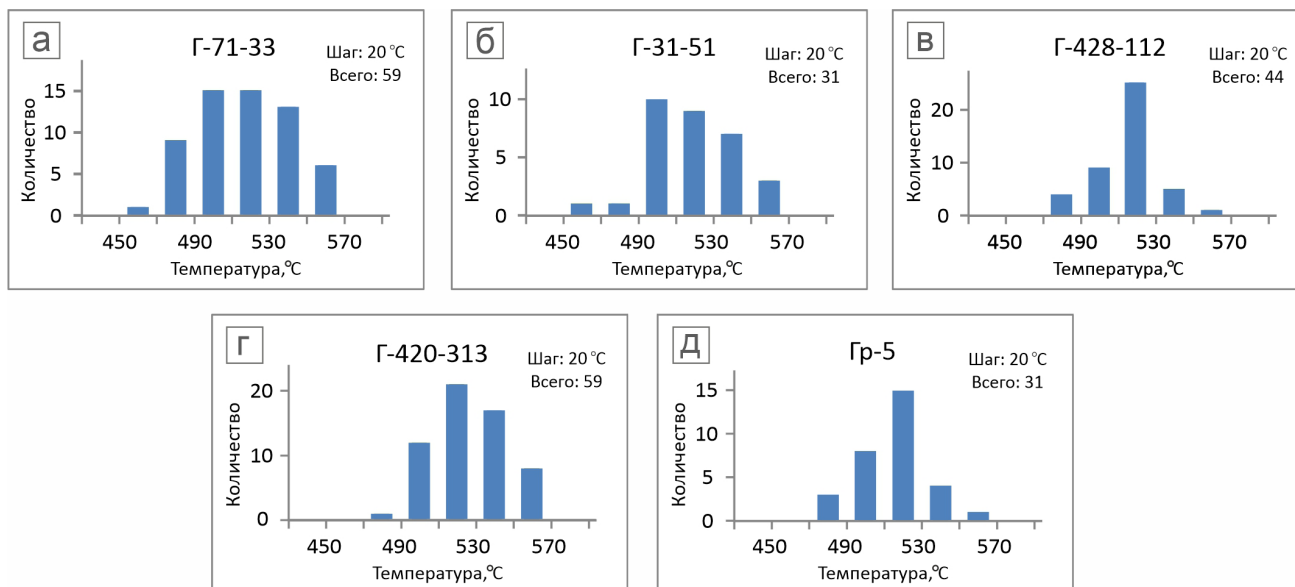


Рис. 10. Гистограммы распределения температур, полученных с помощью геотермометра на основе УВ по уравнению (Beyssac et al., 2002). Шаг – величина кармана, всего – количество анализов в образце.

Образец	n	R1		R2		Температура (°C)					
		m	Б	m	Б	Beysac et al., 2002		Rahl et al., 2005		Aoya et al., 2010	
						m	Б	m	Б	m	Б
Г-71-33	59	0,27	0,07	0,28	0,06	516	24,5	517	44,8	527	27,7
Г-31-51	31	0,21	0,05	0,27	0,05	520	20,8	512	38,5	533	23,7
Г-428-112	44	0,23	0,05	0,28	0,03	516	15,3	508	24,0	528	17,4
Г-420-313	59	0,21	0,05	0,25	0,04	528	20,0	529	35,1	541	22,9
Гр-5	31	0,26	0,05	0,29	0,04	514	16,6	509	26,5	525	18,8

Табл. 8. Параметры R1, R2 и температура преобразования углеродистого вещества вмещающих пород Горевского месторождения.  $R1 = [D1/G]_{\text{высота}}$ ,  $R2 = [D1/(D1+G+D2)]_{\text{площадь}}$ .

приуроченных к трещинам и прожилкам: хлоритизация биотита и граната, укрупнение (перекристаллизация) карбоната и появление стильпномелана. Помимо этого в данном образце отмечается наличие ильменита только в центральной части зёрен граната, в отличие от слабодеформированных образцов, в которых ильменит присутствует как в гранате, так и в матриксе сланца; в матриксе образца Г-430-313 развит магнетит и пирротин.

Гранат характеризуется преимущественно альмандиновым составом. В центральной части зёрен или по всему зерну граната фиксируется зональность, которая определяется увеличением спессартина и уменьшением альмандина от центра к периферии зёрен. Такая зональность, вероятно, обусловлена растворением Mn-содержащей фазы во время прогрессивного метаморфизма.

На основании этих наблюдений можно предположить, что породы Горевского месторождения претерпели региональный метаморфизм и локально подверглись регрессивным или наложенным преобразованиям.

Оценки температуры метаморфизма, полученные посредством традиционных геотермометров, показывают, что метаморфизм гранат-биотитовых сланцев происходил при температурах 490–515 °C. Занижение результатов температур в образце Гр-5, вероятно, обусловлено изменением биотита ( $K_2O$  не больше 8,2 мас.%). Схожие температуры получены при использовании геотермометра, основанного на содержании титана в биотите, и по рамановским спектрам углеродистого вещества (Beysac et al., 2002; Rahl et al., 2005) – 513 ± 50 °C и 515 ± 50 °C соответственно. При использовании калибровочного уравнения (Aoya et al., 2010) температуры получаются стабильно выше на 10–20 °C.

В катаклазированном образце Г-420-313 максимальные температуры метаморфизма, оцененные по рамановским спектрам углеродистого вещества, составляют около 530 ± 50 °C по данным, рассчитанным с помощью геотермометров (Beysac et al., 2002; Rahl et al., 2005). Подобное измерение находится в пределах погрешности, но может быть связано с влиянием деформаций или фрикционного нагрева (Kuo et al., 2018).

Все использованные хлоритовые геотермометры откалиброваны для значений не выше 400 °C. Полученные значения для хлорита из матрикса пород лежат близко к этому значению, в интервале 380–400 °C (табл. 4), и могут интерпретироваться только как нижний температурный предел их образования. Более низкие температуры

в интервале 365–345 °C получены для хлорита в кварцевых прожилках и хлорита, замещающего гранат. Эти значения могут рассматриваться как температуры более поздних наложенных преобразований. В работе (Ковалев и др., 2023) приводятся данные изучения флюидных включений, отвечающих стадии пострудного окварцевания пород. Состав газовых флюидных включений фиксирует два импульса гидротермальной активности. Флюиды одного из импульсов характеризуются параметрами типичных метаморфических флюидов – повышенной температурой 380–300 °C, высоким давлением (4,2–2,7 кбар) и  $CO_2 - N_2$  – составом высокоплотной газовой фазы. Флюиды другого импульса характеризуются гораздо меньшим давлением (0,59–0,036 кбар), относительно низкой температурой 280–145 °C. Таким образом, температуры, полученные по хлориту, соответствуют раннему импульсу гидротермальной активности.

В изученных породах не установлено минеральных ассоциаций, необходимых для оценок давления метаморфизма. Имеющиеся оценки значений 3–4 кбар (Кузнецов и др., 1991) даны как нижний предел по давлению эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Данные (Ковалев и др., 2023) по пострудным гидротермальным процессам указывают на давления не выше 4,2 кбар. Следовательно, можно рассматривать это значение как минимальную оценку давлений метаморфизма. Если рассматривать породы исходя из предположения о регионально метаморфическом образовании, условия метаморфизма могут соответствовать геотермическому градиенту регионального метаморфизма Енисейского кряжа (Likhanov et al., 2015, 2022) и достигать 5–6 кбар.

## Заключение

Впервые для пород Горевского месторождения получены оценки температур метаморфизма на основе геотермометра по рамановским спектрам углеродистого вещества. Установленные значения температуры 515–530 (±50) °C близки температурам, полученным нами с использованием традиционных минеральных геотермометров 490–515 °C, а также данным по флюидным включениям в метаморфогенном кварце 500–550 °C (Кузнецов и др., 1991). Можно предположить, что этот температурный интервал отражает параметры пика метаморфизма. Структурные и минералогические характеристики пород позволяют предположить, что полученные температуры относятся к региональному метаморфизму вмещающих толщ.

Породы Горевского месторождения несут следы локальных наложенных преобразований, которые отражаются в хлоритизации биотита и граната, укрупнении (перекристаллизации) карбоната и появлении стильпномелана. Температура преобразований оценивается не ниже 365–345 °С. Эти значения близки к данным, полученным в работе (Ковалев и др., 2023) для стадии пострудного гидротермального окварцевания пород метаморфогенными флюидами (300–380 °С).

## Финансирование/Благодарности

Авторы признательны К.Р. Ковалеву за предоставленные образцы.

Аналитические работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Полевые работы проведены в рамках госзадания ИГМ СО РАН (№ 122041400237-8), минералогические исследования и оценка условий метаморфизма выполнены при поддержке проекта РНФ № 21-77-20018 («Метаморфические комплексы Енисейского кряжа: история геологического развития, природа протолитов, сырьевой потенциал»).

## Литература

- Бровков Г.Н., Охапкин Н.А., Мирошников А.Е., Шерман М.Л. (1976). Некоторые вопросы генезиса полиметаллических руд Енисейского кряжа. *Полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа*. Красноярск: Труды КНИИГГиМС, 230, с. 99–116.
- Бровков Г.Н., Мирошников А.Е., Охапкин Н.А. (1983). Генетические модели формаций полиметаллических месторождений Енисейского кряжа. *Генетические модели эндогенных рудных формаций*. Новосибирск: Наука, 2, с. 121–126.
- Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадыльников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. (2016). Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных. *Геология и геофизика*, 57(1), с. 63–90. <https://doi.org/10.15372/GiG20160104>
- Выдрин В.Н., Розникова А.П., Стеблева А.Т. (1964). Соотношение сфалерит-галенитовой минерализации и даек долеритов. *Доклады Академии наук СССР*, 159(6), с. 1309–1312.
- Зуев В.К., Качевский Л.К., Качевская Г.И., Комаров В.В., Минаева О.А., Маркович Л.А., Шаталина Т.Н., Потапенко Л.Я. (2009). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист О-46 – Красноярск. Объяснительная записка. Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «Красноярскгеолсъемка»), 500 с.
- Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Лобанов К.В., Наумов Е.А., Боровиков А.А., Сухоруков В.П. (2023). Горевское полиметаллическое месторождение (Сибирь, Россия): минеральный состав руд и особенности рудоотложения. *Геология рудных месторождений*, 65(4), с. 302–336. <https://doi.org/10.31857/S0016777023030024>
- Кузнецов В.В., Пономарев В.Г., Акимцев В.А., Бабкин Е.С., Конкин В.Д., Кузнецова Т.П., Сараев С.В. (1990). Горевское свинцово-цинковое месторождение. *Геология рудных месторождений*, 5, с. 3–18.
- Кузнецов В.В., Конкин В.Д., Бабкин Е.А., Кузнецова Т.П., Кмитто И.А., Кмитто И.А. (1991). Геолого-генетическая модель цинково-свинцового месторождения Енисейского кряжа. *Генетические модели стратиформных месторождений свинца и цинка*. Новосибирск: Наука, с. 42–48.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. (2014). Гренвилльские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона. *Геотектоника*, 5, с. 32–53. <https://doi.org/10.7868/S0016853X1405004X>
- Макаров И.В., Толстихина В.Н., Динер А.Э. (2014). Отчет по переосмотру запасов Горевского месторождения в связи с пересмотром кондиций (отчет по состоянию запасов на 01.01.2014 г.). Красноярск, 235 с.
- Охапкин Н.А., Бутан В.А. (1989). О магматизме Горевского месторождения Енисейского кряжа. *Доклады Академии наук СССР*, 307(4), с. 940–942.
- Пономарев В.Г., Акимцев В.А., Сараев С.В., Доильницын Е.Ф. (1991). Изотопно-геохимические индикаторы стратиформного свинцово-цинкового оруденения Ангарского рудного района на Енисейском кряже. Изотопные исследования процессов рудообразования. Новосибирск: Наука, с. 56–83.
- Просняков М.П., Володин Р.Н. (1962). Некоторые особенности геологического строения Горевского свинцово-цинкового месторождения. Москва: Труды ЦНИГРИ, 43, с.141–170.
- Шерман М.Л. (1971). О парагенетической связи руд Горевского месторождения с комплексом малых интрузий основного состава и их возрасте. Рудоносность и геология Средней Сибири. Красноярск: книжное издательство, с. 79–81.
- Аоя М., Kouketsu Y., Endo S., Shimizu H., Mizukami T., Nakamura D., Wallis S. (2010). Extending the applicability of the Raman carbonaceous material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 28, pp. 895–914. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00896.x>
- Belokonov G., Frenzel M., Priytkina N.S., Renno A.D., Makarov V., Gutzmer J. (2021). Geology and genesis of the giant Gorevskoe Pb–Zn–Ag deposit, Krasnoyarsk Territory, Russia. *Economic Geology*, 116(3), pp. 719–746. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4802>
- Beyssac O., Goffé B., Chopin C., Rouzaud J.N. (2002). Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, pp. 859–871. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x>
- Bourdelle F., Parra T., Chopin C., Beyssac O. (2013). A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165, pp. 723–735. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0832-7>
- Distanov E.G., Kovalev K.R., Gaskov I.V., Baulina M.V. (1999). The formation of Large Polymetallic Deposits of South Siberia According to Geodynamic Evolution of Paleoasian Ocean. *Journal of Geoscientific Research in Northeast Asia*, 2(2), pp. 154–159.
- Henry D., Guidotti C., Thomson J. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanism. *American Mineralogist*, 90, pp. 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- Holdaway M.J. (2000). Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 85, pp. 881–892. <https://doi.org/10.2138/am-2000-0701>
- Jowett, E.C. (1991). Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, May 27–29, 1991), Program with Abstracts, 16, A62.
- Kranidiotis, P., MacLean, W.H. (1987). Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82, pp. 1898–1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Kuo L.W., Huang J.R., Fang J.N., Si J., Li H., Song S.R. (2018). Carbonaceous materials in the fault zone of the Longmenshan Fault Belt: 1. Signatures within the deep Wenchuan earthquake fault zone and their implications. *Minerals*, 8, pp. 1–13. <https://doi.org/10.3390/min8090385>
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. (2015). P–T–t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: Implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions. *Journal of Asian Earth Sciences*, 113, pp. 391–410.
- Likhanov I.I. (2022). Provenance, Age, and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisey Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence. *Geosciences*, 12, pp. 1–53. <https://doi.org/10.3390/geosciences12110402>
- McDowell, S.D.; Elders, W.A. (1980). Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, pp. 293–310. <https://doi.org/10.1007/BF00371699>
- Pasteris J.D., Wopenka B. (1991). Raman spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism. *Canadian Mineralogist*, 29, pp. 1–9.
- Rahl J.M., Anderson K.M., Brandon M., Fassoulas C. (2005). Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, 240, pp. 339–354. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.055>
- Sukhorukov V., Volkova V., Nevolko P., Kozlov P. (2021). Metamorphic conditions and Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry

of host schists of Olympiada and Eldorado gold deposits (Yenisey ridge, Russia). *Geosciences*, 11(11), pp. 1–20. <https://doi.org/10.3390/geosciences11110452>

Wiewiora, A., Weiss, Z. (1990). Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II The chlorite group. *Clay Minerals*, 25, pp. 83–92. <https://doi.org/10.1180/claymin.1990.025.1.09>

Wojdyr M. (2010). Fityk: A General-Purpose Peak Fitting Program. *Journal of Applied Crystallography*, 43, pp. 1126–1128. <https://doi.org/10.1107/S0021889810030499>

Wopenka B., Pasteris J.D. (1993). Structural characterization of kerogens to granulitefacies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. *American Mineralogist*, 78, pp. 533–577.

## Сведения об авторах

*Валерия Евгеньевна Волкова* – инженер, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН  
Россия, 630128, Новосибирск, пр. ак. Коптюга, д. 3  
e-mail: volkovave@igm.nsc.ru

*Василий Петрович Сухоруков* – кандидат геол.-минерал. наук, зав. лабораторией, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН  
Россия, 630128, Новосибирск, пр. ак. Коптюга, д. 3  
e-mail: svp@igm.nsc.ru

Статья поступила в редакцию 05.07.2024;

Принята к публикации 27.09.2024; Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

# Mineral Composition and Metamorphic Conditions of the Host Rocks of the Gorevskoye Polymetallic Deposit (Yenisei Ridge, Krasnoyarsk Region, Russia)

*V.E. Volkova\**, *V.P. Sukhorukov*

*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

*\*Corresponding author: Valeria E. Volkova, e-mail: volkovave@igm.nsc.ru*

**Abstract.** The Gorevskoye deposit (Yenisei Ridge) is one of the largest polymetallic deposits localized in metamorphic rocks. Despite the long history of study, there is still no consensus on its genesis. Considering the important role of metamorphic transformations in recrystallisation and formation of ore appearance, assessments of the metamorphic conditions that affected the host rocks are the basis for reconstructions of the deposit genesis. Previously, such estimates were made approximately using mineral paragenesis in the rocks. This paper presents the results of studying the temperature conditions of metamorphic transformations of the host rocks of the Gorevskoye deposit using a geothermometer based on Raman spectrometry data of carbonaceous material, as well as traditional methods of mineralogical thermometry. The data obtained allowed us to estimate the peak temperature values of regional metamorphism at 490–530 °C with good convergence of the results of different methods. It is also found that the rocks were transformed by hydrothermal processes at temperatures around 345–365 °C during the post-metamorphic stage.

**Keywords:** Gorevskoye deposit, Yenisei Ridge, metamorphism, carbonaceous material, Raman spectroscopy

## Acknowledgements

The authors are grateful to K.R. Kovalev for providing samples.

Analytical work was done at the Analytical Center for Multi-elemental and Isotope Research of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (IGM SB RAS, Novosibirsk). The fieldwork was carried out according to the state assignment of IGM SB RAS (№ 122041400237-8). Mineralogical studies and assessment of metamorphism conditions were funded by the Russian Science Foundation (RNF) grant № 21-77-20018 («Metamorphic complexes of

the Yenisey Ridge: geological evolution, sedimentary parent rocks, and resource potential»).

**Recommended citation:** Volkova V.E., Sukhorukov V.P. (2025). Mineral Composition and Metamorphic Conditions of the Host Rocks of the Gorevskoye Polymetallic Deposit (Yenisei Ridge, Krasnoyarsk Region, Russia). *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 144–161. <https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.5>

## References

- Aoya M., Kouketsu Y., Endo S., Shimizu H., Mizukami T., Nakamura D., Wallis S. (2010). Extending the applicability of the Raman carbonaceous material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 28, pp. 895–914. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00896.x>
- Belokonov G., Frenzel M., Priytkina N.S., Renno A.D., Makarov V., Gutzmer J. (2021). Geology and genesis of the giant Gorevskoe Pb–Zn–Ag deposit, Krasnoyarsk Territory, Russia. *Economic Geology*, 116 (3), pp. 719–746. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4802>
- Beyssac O., Goffé B., Chopin C., Rouzaud J.N. (2002). Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, pp. 859–871. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x>
- Bourdelle F., Parra T., Chopin C., Beyssac O. (2013). A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165, pp. 723–735. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0832-7>
- Brovko G.N., Okhapkin N.A., Miroshnikov A.E., Sherman M.L. (1976). Some questions of the genesis of polymetallic ores of the Yenisei Ridge. Polymetallic mineralization of the Yenisei Ridge. Krasnoyarsk: *Trudy KNIGGiMS*, 230, pp. 99–116. (In Russ.)
- Brovko G.N., Miroshnikov A.E., Okhapkin N.A. (1983). Genetic models of formations of polymetallic deposits of the Yenisei Ridge. Genetic models of endogenous ore formations. Novosibirsk: Nauka, 2, pp. 121–126. (In Russ.)
- Distanov E.G., Kovalev K.R., Gaskov I.V., Baulina M.V. (1999). The formation of Large Polymetallic Deposits of South Siberia according to geodynamic evolution of Paleasian ocean. *Journal of Geoscientific Research in Northeast Asia*, 2(2), pp. 154–159.

- Henry D., Guidotti C., Thomson J. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanism. *American Mineralogist*, 90, pp. 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- Holdaway M.J. (2000). Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 85, pp. 881–892. <https://doi.org/10.2138/am-2000-0701>
- Jowett, E.C. (1991). Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, May 27–29, 1991), Program with Abstracts*, 16, A62.
- Kovalev K.R., Kalinin Yu.A., Lobanov K.V., Naumov E.A., Borovikov A.A., Sukhorukov V.P. (2023). The Gorevskoe Pb-Zn deposit (Siberia, Russia): mineral composition and features of ore mineralization. *Geology of ore deposits*, 65(4), pp. 302–336. (In Russ.). <https://doi.org/10.1134/S1075701523030029>
- Kranidiotis, P., MacLean, W.H. (1987). Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82, pp. 1898–1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Kuo L.W., Huang J.R., Fang J.N., Si J., Li H., Song S.R. (2018). Carbonaceous materials in the fault zone of the Longmenshan Fault Belt: 1. Signatures within the deep Wenchuan earthquake fault zone and their implications. *Minerals*, 8, pp. 1–13. <https://doi.org/10.3390/min8090385>
- Kuznetsov V.V., Ponomarev V.G., Akimtsev V.A., Babkin E.S., Konkin V.D., Kuznetsova T.P., Saraev S.V. (1990). Gorevskoye lead-zinc deposit. *Geology of ore deposits*, 5, pp. 3–18. (In Russ.)
- Kuznetsov V.V., Konkin V.D., Babkin E.A., Kuznetsova T.P., Kmitto I.A., Kmitto I.A. (1991). Geological-genetic model of the zinc-lead deposit of the Yenisei Ridge. *Genetic models of stratiform lead and zinc deposits*. Novosibirsk: Nauka, pp. 42–48. (In Russ.)
- Likhanov I.I., Nozhkin A.D., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. (2014). Grenvillian tectonic events and evolution of the Yenisei Ridge at the western margin of the Siberian craton. *Geotektonics*, 48, pp. 371–389. (In Russ.) <https://doi.org/10.1134/S0016852114050045>
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. (2015). P–T–t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisei Ridge, East Siberia: Implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions. *Journal of Asian Earth Sciences*, 113, pp. 391–410.
- Likhanov I.I. (2022). Provenance, Age, and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence. *Geosciences*, 12, pp. 1–53. <https://doi.org/10.3390/geosciences12110402>
- Makarov I.V., Tolstikhina V.N., Diener A.E. (2014) Report on the reassessment of reserves of the Gorevskoye field in connection with the revision of conditions (report on the state of reserves as of 01.01.2014). Krasnoyarsk, 235 p. (In Russ.)
- McDowell, S.D.; Elders, W.A. (1980). Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, pp. 293–310. <https://doi.org/10.1007/BF00371699>
- Okhapkin N.A., Butan V.A. (1989). On the magmatism of the Gorevskoye deposit of the Yenisei Ridge. *Doklady USSR Academy of Sciences*, 307 (4), pp. 940–942. (In Russ.)
- Pasteris J.D., Wopenka B. (1991). Raman spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism. *Canadian Mineralogist*, 29, pp. 1–9.
- Ponomarev V.G., Akimtsev V.A., Saraev S.V., Doilnitsyn E.F. (1991). Isotope-geochemical indicators of stratiform lead-zinc mineralization in the Angara ore district on the Yenisei Ridge. *Isotopic studies of ore formation processes*. Novosibirsk: Nauka, pp. 56–83. (In Russ.)
- Prosnjakov M.P., Volodin R.N. (1962). Some features of the geological structure of the Gorevskoye lead-zinc deposit. Moscow: *Trudy TsNIGRI*, 43, pp. 141–170. (In Russ.)
- Rahl J.M., Anderson K.M., Brandon M., Fassoulas C. (2005). Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, 240, pp. 339–354. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.055>
- Sherman M.L. (1971). On the paragenetic connection of the ores of the Gorevskoye deposit with the complex of small intrusions of basic composition and their age. *Ore-bearing capacity and geology of Middle Siberia*. Krasnoyarsk: Book Publishing House, pp. 79–81. (In Russ.)
- Sukhorukov V., Volkova V., Nevolko P., Kozlov P. (2021). Metamorphic conditions and Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of host schists of Olympiada and Eldorado gold deposits (Yenisei ridge, Russia). *Geosciences*, 11 (11), pp. 1–20. <https://doi.org/10.3390/geosciences11110452>
- Vernikovskiy V.A., Metelkin D.V., Vernikovskaya A.E., Matushkin N. Yu., Kazansky A. Yu., Kadilnikov P.I., Romanova I.V., Wingate M.T.D., Larionov A.N., Rodionov N.V. (2016). Neoproterozoic tectonic structure of the Yenisei Ridge and the formation of the western margin of the Siberian craton based on new geological, paleomagnetic and geochronological data. *Geology and Geophysics*, 57 (1), pp. 63–90. (In Russ.) <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.004>
- Vydrin V.N., Roznikova A.P., Stebleva A.T. (1964). Relationship between sphalerite-galenite mineralization and dolerite dikes. *Doklady USSR Academy of Sciences*, 159 (6), pp. 1309–1312. (In Russ.)
- Wiewiora A., Weiss Z. (1990). Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II The chlorite group. *Clay Minerals*, 25, pp. 83–92. <https://doi.org/10.1180/claymin.1990.025.1.09>
- Wojdyr M. (2010). Fityk: A General-Purpose Peak Fitting Program. *Journal of Applied Crystallography*, 43, pp. 1126–1128. <https://doi.org/10.1107/S0021889810030499>
- Wopenka B., Pasteris J.D. (1993). Structural characterization of kerogens to granulite facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. *American Mineralogist*, 78, pp. 533–577.
- Zuev V.K., Kachevsky L.K., Kachevskaya G.I., Komarov V.V., Minaeva O.A., Markovich L.A., Shatalina T.N., Potapenko L.A., Markovich L.A., Shatalina T.N., Potapenko L.Ya. (2009). State geologic map of the Russian Federation. Scale 1:1 000 000 (third generation). Angaro-Yenisei series. Sheet O-46 – Krasnoyarsk. Explanatory note. Saint-Petersburg: Cartographic Factory VSEGEI, (Ministry of Natural Resources of Russia, Rosnedra, FSUE “VSEGEI”, FSUE “Krasnoyarskgeolsemka”), 500 p. (In Russ.)

#### About the Authors

**Valeria E. Volkova** – Engineer, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

3 Ak. Koptyug av., Novosibirsk, 630090, Russian Federation

e-mail: volkovave@igm.nsc.ru

**Vasily P. Sukhorukov** – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Head of the Laboratory, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

3 Ak. Koptyug av., Novosibirsk, 630090, Russian Federation

e-mail: svp@igm.nsc.ru

Manuscript received 5 July 2024;

Accepted 27 September 2024; Published 30 March 2025

© 2025 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>)