

УДК 553.06/.065/.4

## КЛАССИФИКАЦИЯ ПРОЦЕССОВ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ И ПЕРЕХОДНЫЙ VMS–SEDEX–MVT-ТИП – ПРИМЕР ГИГАНТСКОГО ОЗЕРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ

© 2023 г. И. В. Викентьев<sup>a, b, \*</sup>, Б. Б. Дамдинов<sup>b</sup>, О. Р. Минина<sup>b</sup>,  
А. В. Спирина<sup>a, b</sup>, Л. Б. Дамдинова<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

<sup>b</sup>Геологический институт им. Н.Л. Добреева СО РАН, ул. Сахьяновой, д. 6а, Улан-Удэ, Россия

\*E-mail: viken@igem.ru

Поступила в редакцию 07.10.2022 г.

После доработки 09.11.2022 г.

Принята к публикации 10.11.2022 г.

В статье рассмотрены общие классификационные подходы и ключевые признаки разных семейств полиметаллических месторождений с особым вниманием к типизации крупнейшего в Евразии Озерного полиметаллического месторождения, расположенного в Западном Забайкалье и детально разведанного еще 50 лет назад. Для главных групп (или семейств) полиметаллических месторождений в англоязычной литературе закрепились краткие наименования: VMS (volcanogenic massive sulphide), SEDEX (sedimentary exhalative) и MVT (Mississippi Valley type). Внутри этих трех семейств месторождений выделено множество дополнительных типов/подтипов, что обусловлено, в большой степени, неполнотой и противоречивостью накопленных знаний по генезису полиметаллических месторождений. В целом все Pb–Zn(Ag, Cu) месторождения – и рассматриваемые как сингенетические, формирующиеся на и вблизи морского дна (VMS и SEDEX), и эпигенетические низкотемпературные (MVT) – демонстрируют широкий спектр признаков, и отличающих, и сближающих эти семейства. Это относится и к выделяемым в их пределах типам и подтипам рудных залежей. Одним из самых сложных для геолого-генетической классификации объектов является изучаемое авторами Озерное месторождение, которое по характеру вмещающих пород является промежуточным между конечными членами сразу всех трех семейств: SEDEX, VMS и MVT. Месторождение локализовано в вулканогенно-карбонатно-терригенных породах кембрийской олдындинской свиты, однако представления о возрасте и стратиграфической принадлежности рудовмещающей толщи остаются дискуссионными. Разрез месторождения представляет собой переслаивание пластов массивных сульфидных и сидеритовых руд, горизонтов рудных брекчий, пачек слабоуглеродистых известковистых алевропелитов, известняков, мелкообломочных туффов, лав и туфов, причем сульфидные тела приурочены к нескольким стратиграфическим уровням. Мощность основной продуктивной толщи достигает 230 м. Ее разрез включает 12 рудных залежей – серию пластообразных рудных тел, разделенных безрудными слоями осадочных и вулканокластических пород. Главные рудные минералы – пирит, сфалерит и галенит, второстепенные – магнетит, халькопирит, марказит, блеклая руда и арсенопирит. Среди нескольких точек зрения на происхождение руд преобладают две: вулканогенно-осадочная и гидротермально-метасоматическая. Основной гипотезой формирования Озерного месторождения остается гидротермально-осадочная, но имеются многие признаки, указывающие на участие в рудообразовании эпигенетических гидротермально-метасоматических и динамометаморфических процессов. К ним относятся: появление – в участках развития тонкозернистых “слоистых” руд – жил и жильных зон сульфидно-кварцевого и кварц-карбонат-сульфидного состава с крупнокристаллическими сфалеритом и галенитом; множественные признаки перекристаллизации руд, включая образование порфиробластов пирита и метакристаллов арсенопирита; формирование сплошных пирротиновых и пирротин-магнетитовых руд линзовидно-полосчатого, гнейсовидного строения и др. Это позволяет сделать вывод о том, что в ходе формирования Озерного месторождения реализованы разные процессы – гидротермально-осадочные и метаморфогенно-метасоматические, то есть первичные гидротермально-осадочные руды были переотложены поздними гидротермальными растворами. Тем не менее, многие проблемы, касающиеся генезиса Озерного месторождения, остаются нерешенными.

DOI: 10.31857/S001677702303005X, EDN: TYICEI

## ВВЕДЕНИЕ

Полиметаллические (то есть Pb–Zn ± Ag, Cu) сульфидные месторождения в вулканогенных, терригенных и карбонатных толщах обеспечивают заметную долю потребностей человечества в металлах: из них добывают преобладающие количества, иногда до 95% Zn, Pb, Ag, Cd, In, Tl, а также значительные доли Cu, Au, Co, Ni, Se, Te, Ge и Ga (Бортников и др., 2016). Для этих трех главных групп (или семейств) полиметаллических месторождений довольно давно в англоязычной литературе закрепились краткие наименования: VMS (volcanogenic massive sulphide) – месторождения массивных сульфидных руд вулканогенной ассоциации, SEDEX (sedimentary exhalative) – эксгалиционно-осадочные, или гидротермально-осадочные, сульфидные месторождения в терригенных толщах и MVT (Mississippi Valley Type) – преимущественно метасоматические сульфидные месторождения в карбонатных толщах. Деление это отчасти условное, т.к. практически все рудовмещающие разрезы при преобладании пород одного типа содержат горизонты одного или двух иных типов, а многие текстурно-структурные признаки и иные характеристики генезиса руд во всех трех выделенных группах месторождений конвергентны. В связи с разным характером рудовмещающих комплексов, геодинамической позицией рудных полей и особенностями их геологического строения, предложены различные варианты классификации, а внутри этих трех семейств рудных месторождений выделено множество типов и подтипов. Из таких классификаций могут быть упомянуты обзоры для MV-типа (Sverjensky, 1986; Leach, Sangster, 1993; Sangster, 1997; Ручкин, Донец, 2002; Paradis et al., 2007; Wilkinson, 2014), SEDEX-типа (Горжевский, 1982; MacIntyre, 1991; Goodfellow, Lydon, 2007; Sangster, 2017) и особенно много – для VMS-типа (Hutchinson, 1973; Large, 1977; Barrie, Hannington, 1999; Franklin et al., 1981, 2005; Herrington et al., 2005; Mosier et al., 2009; Piercey, 2011; Shanks, Thurston, 2012; Vikent'ev et al., 2017; Hannington, 2021); есть и общие классификации, включающие все три названные семейства (напр., Cox, Singer, 1986; Pirajno, 2009).

В то же время представления о закономерностях формирования этих месторождений остаются отчасти, особенно в отношении SEDEX- и MV-типов, приблизительными; оценки источников металлов и гидротермального флюида, а также РТХ-условий и характера минералообразующих процессов являются дискуссионными. Содержащиеся во многих работах выводы об источниках вещества, гидродинамике флюидов, причинах рудоотложения представляются интуитивно верными, но подчас недостаточно обоснованными. Неполнота и противоречивость накопленных знаний по генезису полиметаллических

месторождений отражается и на их систематике: в существующих классификациях нет согласия по целому ряду подходов и оценок – см. дискуссию в работах (Cooke et al., 2000; Leach et al., 2005, 2010; Wilkinson, 2014). В то же время понимание природы этих месторождений в определенной мере является ключом ко многим аспектам теории гидротермального рудообразования, особенно в вопросах, касающихся соотношения океанического (~нептунического) и эндогенного (плутонического) вкладов, источников вещества и рудообразующих флюидов; парагенеза карбонатов или углеродистого вещества, с одной стороны, и рудных месторождений, с другой; соотношения первичного рудоотложения и метаморфогенной регенерации руд и др. Несомненно, важно оно и при выборе поисковых и разведочных стратегий, учитывая упомянутое большое значение рассматриваемых групп месторождений для современной индустрии.

Наиболее сложны геолого-генетические оценки в отношении так называемых переходных или промежуточных типов, которые включают месторождения, обладающие признаками двух типов, а также их разного толкования: SEDEX и MVT (ирландский, альпийский, атасуйский, горевский, оммеберг (SAS) или МакАртур-Ривер), VMS и SEDEX (бесси, иберийский, красноморский, а также тип Брокен-Хилл), VMS и MVT (приаргунский). Ряд месторождений рудного района Берслаген (Швеция, Финляндия) – Фалун, Гарпенберг и Сала, локализованных в вулканогенно-карбонатном разрезе, ассоциируют со скарнами и несут признаки, с одной стороны, эпискарновых свинцово-цинковых месторождений, а с другой – VMS и MVT – тип Фалун или SVALS (Sundblad, 1994; Jansson et al., 2017; Spry, Teale, 2021) (табл. 1). Некоторые месторождения таких “переходных” типов SEDEX/VMS или SEDEX/VMS/MV-типов подвергнуты метаморфизму высоких фаций – амфиболитовой (Холоднинское) и гранулитовой с явными признаками плавления рудного вещества (Брокен-Хилл).

Таким образом, вследствие отсутствия единых классификационных критериев и признаков, существующие типизации полиметаллических месторождений зачастую противоречивы, а наличие переходных типов приводит к еще большей неопределенности в систематике свинцово-цинкового оруденения. В данной работе основное внимание уделено именно такому своеобразному типу свинцово-цинковых месторождений – по характеру вмещающих пород, промежуточному между конечными членами сразу трех типов: SEDEX, VMS и MVT, на примере суперкрупного Озерного месторождения в Забайкалье, генезис которого до сих пор остается предметом дискуссий. Во вводной части статьи, на основании анализа большого объема литературы приведен обзор классифика-

Таблица 1. Типы месторождений свинца и цинка в вулканогенных, терригенных и карбонатных толщах

Группа	Типы месторождений	Примеры месторождений, рудных районов
Гидротермальная	Скарновый – эпискарновый (CRD)	м-я Дальнегорского р-на (Приморский край, РФ); <i>Дюватка</i> (Зап. Забайкалье); Алтын-Топкан (Таджикистан), а также Фалун* (Швеция; <i>SVALS type</i> )
	Уральский (норанда) – в базальтоидных ОВФ	м-я Ю. и Ср. Урала: <i>Zn-Si</i> Гайское, Подольское, Юбилейное, Сафьяновское; <i>Su-Zn</i> Учалинское, Ново-Учалинское, Узельгинское, Дегтярское, Сибайское; Норанда, Магаами, Маггиби (Канада)
	Малокавказский (куроко) – в андезитовидных ОВФ	м-я Иберийского Пиритового пояса (Рио-Тинто, Невес-Корво и др.)**, Батерет (Канада); Учнотай, Шаканаи (Япония); Хандиза (Узбекистан); Шамлут (Армения), Малнеули (Грузия), нек. м-я Рудного Алтая (Орловское, Николаевское), <i>Нойон-Тологой, Назаровское</i> (Забайкалье)
	Рудноалтайский – в риолитоидных ВОФ	м-я Рудного Алтая: Риддер-Сокольное, Зыряновское, Тишинское и др.; м-я Салаирской и Улугойской зон (юг Сибири)
Вулканической ассоциации (VMS)	Кипрский – в базальтоидных ВФ	Маук (Ю. Урал); Скуриотисса, Агрокипия (Кипр), Леккен (Норвегия), Меленкой (Турция), Оутокумпу (Финляндия)
	Бессей – в базальтоидных ВОФ	Бессей, Сазаре (пояс Самбагава, Япония), Хулес (С. Кавказ), Уинди-Крегги (Британская Колумбия), Дактаун, Хайден-Крик (Аппалачи), пояс Мечлес (Намибия); Атлантис-II ( <i>красноморский</i> )**
В сущ-но терриг. толщах (~C-SEDEX)	Ассоциирующий с серпентинитами ( <i>атлантический</i> )	Ивановское (Ю. Урал), сульфидные руды Атлантики (поля Рейнбоу, Логачев, Ашадзе) и Зап.-Индийского хребта
	В терриген. и углеродисто-терриген. толщах – <i>филизчайский</i> (C-SEDEX)	м-ния Б. Кавказа (Филизчай, Кызыл-Дере); Ред-Дог (СЗ Аляска), Мелтен, Раммельсберг (Германия), Салливан (ЮЗ Канада), Маунт-Айза, Хилтон, Джордж Фишер (С. Австралия), Лайсвалль (Швеция), Дуншегмяо (Ц. Китай); Нижне-Талотинское (Пол. Урал)
	В карб.-туфо-терриген. толщах***	<i>Озерное, Ульзутуй, Турки</i> (Зап. Забайкалье)
	В карб. и тер.-карб. породах в вулк.-терриг. сериях ( <i>оммеберг</i> )*	Цинктуван (Бергслеген, Швеция) = ( <i>SAS type</i> ) ≈ <i>McArthur-type SEDEX</i> ; МакАртур Ривер (С. Австралия); Биксизак (Ю. Урал)

Таблица 1. Окончание

Группа	Типы месторождений	Примеры месторождений, рудных районов
Гидротермальная	В туфо-терриген.-карб. толщах (атакусийский)**	Жайрем, Ушкатын и др. (Атасуйский р-н), Учкулач (Узбекистан), Павловское (Новая-Земля), Амурское (Ю. Урал)
	В карб. породах в карб.-терриген. сериях (ирландский)**	Сильвемайнс, Наван, Тайнаг (Ирландия), Мехдибад (Иран)
	В карб. породах в карб.-терриген. сериях (альпийский)**	Мезица (Словения), Райбл (Италия), Блайберг (Австрия)
	В терриген.-туфо-карбонатных толщах (приаргунский)****	<i>Воздвиженское, Ивановское, Савинское</i> (Ю. Забайкалье)
	В терриген.-карб.-эвапорит. толщах	Адмирал-Бей (СЗ Австралия), Джиндинг (Ю. Китай), Чанба-Лицзяоу (Ц. Китай)
	Гипогенно-сульфатный в терриген.-карб. толщах	Хуошаюнь (ЮЗ Китай), Франклин и Стерлинг Хилл (Ц.Аппалачи)
	В углеродисто-терриген.-карб. толщах	м-ния Б. Каратау (Шалкия, Текели, Талап); Саурейское (Пол. Урал), Кужинское, Верхне-Аршинское (Ю. Урал)
	В углеродисто-карб. толщах	Миргалымсай (Б. Каратау); Малин, Трев (Ю. Франция)
	В терриген.-карб. толщах (горевский)**	Горевское (Енисейский край), Фанькоу (ЮВ Китай)
	В карбонатных толщах (МVT)	Сарлана (Верхояне), Илычская группа (Припол. Урал); ЮВ Миссури, Верхне-Миссисипский, Три-Стейт (США), Пайн-Пойнт (СЗ Канада), Олькуш, Болеслав (Польша)
Мета-морфогенная	Карстовый, телетермальный	Шаймерден (Тургай)
Мета-генная	Древние сильно метаморфизованные в терригенных сериях (M-SEDEX, BHT)	Холоднинское (С. Прибайкалье), Брокен-Хилл (Австралия)

Стратиформные, гетермальные

В существенно карбонатных толщах (~MVT)

Звездочки отмечены переходные типы: \* переходные к MVT; \*\* переходные к MVT; \*\*\* переходные к VMS и MVT; \*\*\*\* переходный к VMS. ОВФ – осадочно-вулканотенные формации, ВОФ – вулканотенно-осадочные формации, ВФ – вулканотенные формации. Аббревиатуры к типам месторождений: CRD – carbonate-replacement deposits, SVALS – stratatound volcanic-associated limestone-skam, VMS – volcanic-associated massive sulphide, C-SEDEX – clastic-dominated SEDEX (sedimentary exhalative), SAS – stratiform ash siltstone; MVT – Mississippi Valley-type; M-SEDEX – metamorphosed SEDEX; BHT – Broken Hill-type. Жирным шрифтом + курсив выделены месторождения Забайкалья.

ционных подходов и ключевых признаков разных типов полиметаллических месторождений, включая литолого-фациальный состав вмещающих толщ, региональные и локальные рудоносные структуры; отчасти рассмотрены источники воды, металлов и серы, их транспорт и факторы рудоотложения.

### ТИПЫ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ: ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ КЛАССИФИКАЦИЙ

Исторически были предложены разные варианты классификации рудных месторождений, во многом опирающиеся на их генезис. Их разрабатывали, например, В. Линдгрэн (Lindgren, 1907, 1933), Ф.Ю. Левинсон-Лессинг (1909), К.И. Богданович (1912), П. Ниггли (Niggli, 1925, 1947), Г. Шнейдерхен (Schneiderhöhn, 1925, 1952), М.А. Усов (1931); В.А. Обручев (1934), Ф.И. Вольфсон (1953), Ф.Н. Шахов (1962), А.Г. Бетехтин и П.М. Татаринев (Курс..., 1964, 1975), В.И. Смирнов (1965), Г.А. Твалчрелидзе (1966), Д.В. Рундквист (Критерии ..., 1986) и др. В области полиметаллического рудообразования наиболее значимые разработки вопроса принадлежат С.С. Смирнову (1947), Ф.И. Вольфсону (Вольфсон, 1956; Архангельская, Вольфсон, 1977), В.М. Попову (1964), В.И. Смирнову (1965, 1989), Н.С. Скрипченко (1972, 1980), Н.И. Еремину (1978, 1983), Г.В. Ручкину (Ручкин, 1984; Ручкин, Донец, 2002), У.А. Асаналиеву (Асаналиев и др., 1990), А.И. Кривцову (Кривцов и др., 2002).

Запрос на полновесную систематику рудных месторождений возник, прежде всего, как ключевой элемент региональных прогнозно-металлогенических работ. В СССР и России они проводились под флагом рудноформационного подхода и особо широким фронтом шли в 70–80-х гг. минувшего столетия. Рудноформационный анализ подразумевает выделение ареалов распространения формаций магматических и осадочных пород, а также рядов этих формаций с присущей им металлогенией (Кузнецов, 1972; Константинов, 1973; Kuznetsov et al., 1973; Сидоров, Томсон, 1989; Сидоров, 1998). Сами рудные формации были впервые выделены еще в 1849 г. А. Брейтгауптом, обратившим внимание на разные условия возникновения соответствующих минеральных ассоциаций (Breithaupt, 1849). Типизация месторождений на рудноформационной основе состоит в анализе соотношений природных потенциально полезных человечеству скоплений рудного вещества с определенными ассоциациями магматических и осадочных пород, которые, в свою очередь, во многом определяются геодинамической обстановкой формирования, будучи тесно связанными с определенными магматическими сериями или условиями седиментации. Сама та-

кая типизация (выделяемые типы) во многом близка геолого-промышленной, включающей, согласно В.М. Крейтеру (1960), лишь промышленно-значимые в мировом масштабе типы месторождений.

Подавляющее число полиметаллических месторождений (с >90% мировых запасов Pb и Zn) локализируются в осадочных толщах (MVT, SEDEX), с одной стороны, и в вулканогенно-осадочных и вулканогенных сериях (VMS), с другой. Базируясь на рудноформационной основе, их генетические классификации в явном или скрытом виде учитывают и геодинамическую позицию месторождений (табл. 1 и 2). Судя по приведенным в таблицах данным, многие характерные особенности месторождений присущи одновременно нескольким типам, а параметры перекрываются (особенно если иметь в виду их изменчивость и неоднородность в пределах месторождений и отдельных рудных тел). Многие авторы констатируют, например, что палеотектонические элементы, контролирующие размещение месторождений и отдельных крупных сульфидных залежей, в целом близки для всех рассматриваемых типов — это депрессионные структуры (рифты, желоба, кальдеры) (напр., Fontboté, Boni, 1994; Бутузова, 1998; Piercey, 2011; Гаськов, 2020; Hannington, 2021; Брусницын и др., 2022). Таким образом, в некоторых отношениях выделенные типы являются близкими. Ключевые признаки семейств MVT, SEDEX и VMS приведены в табл. 3.

При анализе литературы зачастую бросается в глаза территориальная обособленность отдельных типов/подтипов. Попытки корреляции между региональными и общемировыми (глобальными) типами, например, для семейств VMS (Еремин, 1978; Prokin, Buslaev, 1999; Зайков, 2006; Серавкин, 2013; Mosier et al., 2009; Piercey, 2011; Vikentyev et al., 2017 и др.), MVT (Fontboté, Boni, 1994; Leach et al., 2010; Wilkinson, 2014 и др.) и SEDEX (Goodfellow, Lydon, 2007; Sangster, 2017 и др.) вызывают разночтения. В табл. 4 приведено сопоставление глобальных типов полиметаллических месторождений с региональными на примере крупных металлогенических провинций, выделяемых в Центральной Азии.

#### *Колчеданные месторождения вулканической ассоциации (VMS)*

К колчеданным месторождениям относятся скопления сульфидных минералов, преимущественно сульфидов Fe, Cu, Zn и Pb, ассоциированные с субмаринными базальтоидными формациями — недифференцированной базальтовой, бимодальной риолит-базальтовой (реже базальт-риолитовой), полно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой, с которыми связаны определенные типы месторождений (см.

**Таблица 2.** Геодинамическая позиция гидротермальных/гидротермальных месторождений свинца и цинка в осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических толщах

Типы месторождений	Геодинамическая позиция	Примеры месторождений, рудных районов
Вулканической ассоциации (VMS)	Уральский (норанда) – в базальтоидных ОВФ	м-я Ю. и Ср. Урала: <i>Zn-Sn</i> Гайское, Подольское, Юбилейное, Сафьяновское; <i>Si-Zn</i> Учалинское, Ново-Учалинское, Узельгинское, Дегтярское, Сибайское; Норанда, Матагами, Маттиби (Канада)
	Малокавказский (куроко) – в андезитовидных ОВФ	м-я Иберийского Пиритового пояса (Рио-Тинто, Невес-Корво и др.); Батерст (Канада); Учнотаи, Шаканаи (Япония); Хандиза (Узбекистан); Шамлуг (Армения), Маднеули (Грузия), нек. м-я Рудного Алтая (Орловское, Николаевское), <i>Нойон-Тологой</i> , <i>Назаровское</i> (Забайкалье)
	Рудноалтайский – в риолитоидных ВОФ	м-я Рудного Алтая: Риддер-Сокольное, Зырянское, Тишинское и др.; м-я Салаирской и Улугуйской зон (юг Сибири)
	Кипрский – в базальтоидных ВФ	Маук (Ю. Урал); Скуриотисса, Агрокипия (Кипр), Леккен (Норвегия), Меденкой (Турция), Оутокумпу (Финляндия)
	Бесси – в базальтоидных ВОФ	Бесси, Сазаре (пояс Самбагава, Япония), Худес (С.Кавказ), Уинди-Крегги (Британская Колумбия), Дактаун, Хайден-Крик (Аппалачи), пояс Мечлес (Намибия); Атлантис-II ( <i>красноморский</i> )*
В сущ.-но терриг. толщах (≈ C-SEDEX)	Ассоциирующий с серпентинитами ( <i>атлантический</i> )	Ивановское (Ю.Урал), сульфидные руды Ц. Атлантики (поля Рейнбоу, Логачев, Ашадзе) и Зап.-Индийского хребта
	В терриген. и углеродистотерриген. толщах – <i>филиппинский</i> (C-SEDEX)	м-ния Б. Кавказа (Филиппин, Кызыл-Дере); Мегген, Раммельсберг (Германия), Салливан (ЮЗ Канада), Маунт-Айза, Хилтон, Джордж Фишер (С. Австралия), Лайсвалль (Швеция), Дуншегмяо (Ц. Китай)
	В терриген. толщах (+туффиты, ±карб., ±УВ)	Ред-Дог (СЗ Аляска), Холоднинское (С. Прибайкалье), Брокен-Хилл (Австралия); Нижне-Галогинское (Пол. Урал)
	В карб.-туфо-терриген. толщах**	<i>Озерное</i> , <i>Ульзутуй</i> , <i>Турку</i> (Зап. Забайкалье)

Таблица 2. Окончание

Типы месторождений	Геодинамическая позиция	Примеры месторождений, рудных районов
В карб. и терриген.-карб. породах в вулк.-терриген. сериях ( <i>оммеберге</i> )***)	Удаленный континентальный задуговой рифтогенный бассейн, находящийся под влиянием долгоживущей зоны субдукции	Цинкгруван (Бергслеген, Швеция) = ( <i>SAS type</i> ) ≈ <i>MsAr-thur-type SEDEX</i> , МакАртур Ривер (С. Австралия); Бикси-зак (Ю. Урал)
В туфо-терриген.-карб. толщах ( <i>атакусыйский</i> )*	Рифт/наложенный прогиб на внешнем шельфе пассивной окраины континента/микроконтинента	Жайрем, Ушкатын и др. (Атасусыйский р-н), Учкулач (Узбекистан), Павловское (Н.-Земля), Амурское (Ю. Урал)
В карб. породах в карб.-терриген. сериях ( <i>ирландский</i> )*	Надрифтовая депрессия на внутреннем и внешнем шельфе пассивной окраины молодой платформы	Силвемайнс, Наван, Тайнаг (Ирландия), Мехдибад (Иран)
В карб. породах в карб.-терриген. сериях ( <i>альпийский</i> )*		Mezica (Словения), Raibl (Италия), Veiberg (Австрия)
В терриген.-туфо-карб. толщах ( <i>приаргунский</i> )*	Внутриконтинентальная рифтогенная вулcano-тектоническая депрессия	<b>Воздвиженское, Ивановское, Саинское</b> (Ю.Забайкалье)
В карбонатных толщах ( <b>MVT</b> )	Внутриконтинентальная впадина и надрифтовая депрессия кратона; депрессия, зачастую надрифтовая на внутреннем и внешнем шельфе пассивной окраины кратона	Сардана (Верхоянье), Ильчская группа (Припол. Урал), Андреевское (Ю. Урал); ЮВ Мисури, Верхне-Миссисипский, Три-Стейт (США), Пайн-Пойнт (СЗ Канада), Олькуш, Болеслав (Польша)
В терриген.-карб.-эвапорит. толщах		Адмирал-Бей (СЗ Австралия), Джиндинг (Ю. Китай), Чанба-Лицзягоу (Ц. Китай)
Гипогенно-сульфатный в терриген.-карб. толщах	Окраинно-континентальный задуговой бассейнов	Хуошаюнь (ЮЗ Китай), Франклин и Стерлинг Хилл (Ц. Аппалачи)
В углеродисто-терриген.-карб. толщах	Рифт и надрифтовая депрессия на внутреннем и внешнем шельфе пассивной окраины континента/микроконтинента	м-ния Б. Каратау (Шалкия, Текели, Талап); Саурейское (Пол. Урал), Кужинское, Верхне-Аршинское (Ю. Урал)
В углеродисто-карб. толщах		Мирталимсай (Б. Каратау); Малин, Трев (Ю. Франция)
В терриген.-карб. толщах ( <i>горевский</i> )*	Депрессия на внутреннем шельфе пассивной окраины молодой платформы	Горевское (Енисейский кряж), Фанькоу (ЮВ Китай)
Карстовый, телетермальный	Вулк.-тект. депрессия на активной окраине молодой платформы	Шаймерден (Тургай)

В существенно карб. толщах (≈ **MVT**)

Типы: \*переходные к SEDEX; \*\*переходный к VMS и **MVT**; \*\*\*переходный к **MVT**. УВ – углеродистое вещество, ост. сокращения см. табл. 1.

**Таблица 3.** Тектоническая позиция гидротермальных/гидрогенных месторождений свинца и цинка в осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических толщах

Характеристики	VMS (в вулканогенных толщах)	SEDEX (в терригенных толщах)	MVT (в карбонатных толщах)
Палеотектоническая позиция	Островные дуги (океанические, окраинно-континентальные); зоны спрединга (внутриокеанические, окраинно-континентальные, задуговые); активная континентальная окраина	Обстановки латерального тектонического растяжения: внутрикратонные рифты и прогибы; пассивная континентальная окраина с крупными рифтогенными прогибами и осадочными бассейнами; изредка – задуговые бассейны	Преимущественно в условиях латерального тектонического сжатия: перикратонные прогибы, пассивная континентальная окраина, отвечающие внутреннему и внешнему шельфу; изредка – периферия крупных рифтогенных структур или задуговой бассейн
Региональные и локальные рудовмещающие структуры	Вулкано-тектонические депрессии с подчиненной долей осадков – в субмаринных вулканических поясах, задуговых бассейнах, в отдельных сегментах СОХ; изредка – в окраинно-континентальных и межконтинентальных рифтовых долинах	Глубокие грабены и полу-грабены в краевых частях надрифтовых прогибов, контролируемые разломами депрессии в пределах и на периферии рифтов, реже – на периферии углеводородных бассейнов	Контролируемые разломами конседиментационные депрессии в пределах осадочных бассейнов, в краевых частях углеводородных бассейнов с условиями аноксии; эвапоритовые диапиры
Вмещающие породы	Вулканические комплексы недифференцированные и, особенно, контрастно и полно дифференцированные (нормальной щелочности)	Терригенные, углеродисто-терригенные, известняково-терригенные; реже – туфо-терригенные	Известняки, доломиты, реже – карбонатные с горизонтами углеродистых, кремнистых или туфогенных пород; карбонатные брекчии; эвапориты
Связи с вулканизмом и интрузивным магматизмом	Весьма характерны: вулканические комплексы нормальной щелочности; субвулканические тела и гипабиссальные интрузивы преимущественно кислого состава (нормальной, реже повышенной щелочности)	Нередко присутствуют, но в незначительных объемах: магматические комплексы рифтогенной/мантйной природы, обычно базальтоидные и повышенной щелочности, преимущественно в низах осадочных серий	Весьма ограниченные; вулканогенная составляющая иногда присутствует в подстилающих толщах, крайне редко – в перекрывающих (базальты/риолиты, обычно повышенной щелочности)
Связь с палеоклиматом; связь с палеогеографией	Отсутствует; преимущественно средние и низкие широты	Не всегда отчетливая: аридный и семиаридный климат; зачастую лагуны и окраинные моря (аноксия/эвксиния), преимущественно средние широты	Отчетливая: аридный и семиаридный климат; зачастую лагуны (эвапориты), преимущественно низкие широты
Форма рудных тел в слабо метаморфизов. месторождениях	Линзо- и грибообразная, субизометричная; изредка – жильная, штокверковая	Пластообразная, зачастую многослойная, многоэтажная; реже – линзовидная; изредка – жильная, штокверковая	Линзовидная, субпластовая, неправильно-изометричная; зачастую – жильная, штокверковая, столбообразная

Таблица 3. Окончание

Характеристики	VMS (в вулканогенных толщах)	SEDEX (в терригенных толщах)	MVT (в карбонатных толщах)
Текстуры руд	Массивная, брекчиевидная, колломорфная, реже полосчатая (обычно вблизи контактов и на выклинках)	Тонко- и грубо-полосчатая, массивная, реже колломорфная	Зебровая/бурундучная, послойно-вкрапленная, массивная, колломорфная, почковидная
Минералы руд*	Py/Po + Sp + Ccp ± Gn ± Tnt-Ttr ± Mag ± Bn Qz + Ser + Chl ± Brt (±Anh, Gp)	Py/Po + Sp + Gn (± Ccp) Qz ± Brt	Sp ± Gn ± Py/Mrc Cal/Dol ± Fl ± Brt ± Qz
Рудообразующий флюид	Среднетемпературный 250–400°C (до низкотемпературного); C <sub>солей</sub> ~ 2–10 (до 23) % экв. NaCl	Низко-среднетемпературный 100–250°C (до 360°C); C <sub>солей</sub> ~ 5–25% экв. NaCl	Низкотемпературный 50–170°C (170–250°C в ирландском типе); C <sub>солей</sub> ~ 15–30% экв. NaCl; обычно присутствие углеводородов (в осн., предельных)
Изотопия серы сульфидов, δ <sup>34</sup> S	Обычно узкий диапазон Δ <sup>34</sup> S; обычно δ <sup>34</sup> S ~ 0...+6‰	Очень широкий диапазон Δ <sup>34</sup> S; обычно δ <sup>34</sup> S < 0‰	Широкий диапазон Δ <sup>34</sup> S; обычно δ <sup>34</sup> S > 0‰

\* Сокращения: Py – пирит, Mrc – марказит, Po – пирротин, Sp – сфалерит, Gn – галенит, Ccp – халькопирит, Tnt-Ttr – теннантит-тетраэдрит, Bn – борнит, Mag – магнетит, Brt – барит, Fl – флюорит, Qz – кварц, Ser – серицит, Chl – хлорит, Anh – ангидрит, Gp – гипс, Cal – кальцит, Dol – доломит.

табл. 1, 2). Их классификации посвящены многочисленные обзоры (см. табл. 4). Минеральный состав руд, как сплошных, так и вкрапленных, отличается резким преобладанием пирита и/или пирротина, иногда марказита, с которыми ассоциируют промышленно-ценные халькопирит, сфалерит и галенит, реже другие рудные, в основном медные минералы – блеклая руда, борнит, халькозин, а также магнетит (Hutchinson, 1973; Ishihara, 1974; Large, 1977; Franklin et al., 2005). Изменение боковых пород, вмещающих колчеданные залежи, проявляется в хлоритизации, серицитизации, окварцевании и пиритизации и обычно развивается со стороны лежащего бока, зонально относительно рудных тел (Large, 1977; Shanks, Thurston, 2012; Hannington, 2021).

Данные месторождения обычно пространственно ассоциируют с различными вулканотектоническими структурами – стратовулканами, экструзивными куполами, кальдерами и т.п. (Смирнов, 1989; Горжевский, 1994; Серавкин, 2013 и др.). Многие колчеданные залежи ассоциируют с зеленокаменными поясами, возникающими при метаморфизме окраинно-океанических трогов, выполненных находящимися в различных долях пиллоу-лавами, риодацитами, пирокластическим материалом кислого и среднего состава и переслаивающимися с подчиненны-

ми количествами терригенных, реже терригенно-карбонатных осадков (Ohmoto, Skinner, 1983; Solomon et al., 2004; Бортников, Викентьев, 2005; Franklin et al., 2005; Shanks, Thurston, 2012; Hannington, 2021). Месторождения обычно тяготеют к кислым частям вулканогенных разрезов, реже (Кипр, Восточно-Тихоокеанское поднятие, Срединно-Атлантический хребет и др.) входят в офиолитовую ассоциацию (Викентьев и др., 2000; Martin et al., 2019).

Рудные тела колчеданных месторождений, особенно залегающие в кислых вулканических постройках, обычно имеют четкую минералогическую зональность вкрест мощности рудного тела (Large, 1977; Solomon, Walshe, 1979; Викентьев, 2004; Зайков, 2006), выраженную в росте соотношения сфалерит (+галенит)/халькопирит + пирит (пирротин) от подошвы к кровле. Массивные руды подстилаются штокверком или прожилковой зоной пирит-халькопиритового состава (±пирротин, магнетит). Cu–Zn и Cu–Pb–Zn руды часто перекрываются или фациально замещаются по простирацию тонкослоистыми железокремнистыми осадками, содержащими незначительное количество пирита и еще меньшее – сфалерита. Эти осадки иногда называют кремнистыми туфами или туффитами. Они в основном являются хемогенными осадками или эксгалитами

**Таблица 4.** Типы месторождений свинца и цинка в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах: региональные типы в Центральной Азии и их корреляция с глобальными типами

Глобальные типы		Региональные типы (Центрально-Азиатский складчатый пояс)			
<p>Barrie, Hannington, 1999; Franklin et al., 2005; Herrington et al., 2005; Goodfellow, Lydon, 2007; Piercey, 2011; Shanks, Thurston, 2012; Wilkinson, 2014</p>		<p>Prokin, Buslaev, 1999; Викентьев, 2004; Масленников, 2006; Дьячков и др., 2009; Серавкин, 2013; Lobanov et al., 2014; Vikentyev et al., 2017; данная работа</p>			
<p>Мафический в СОХ; в примитивном океаническом задуговом бассейне;</p>	<p>Мафический в СОХ (атлантический)</p>	<p>Ивановский Cu (Ni-Co)</p>	<p>Урал</p>	<p>Рудный Алтай</p>	<p>Забайкалье</p>
	<p>Кипрский</p>				
<p>Бимодально-мафический в океанической дуге; бимодально-мафический в эпиконтинентальной дуге</p>	<p>Кипрский</p>	<p>Домбаровский Cu</p>	<p>Коктау, Летнее, Осеннее, Весеннее, Бурибай</p>	<p>Карчига, Вавиловское</p>	<p>—</p>
	<p>Бесси</p>				
<p>Бимодально-фельзитовый в эпиконтинентальной дуге; кремнисто-обломочно-фельзитовый в зрелой эпиконтинентальной дуге</p>	<p>Норанда/уральский</p>	<p>Zn-Cu</p>	<p>Учалинское, Ново-Учалинское, Узельга, Дегтярское, Сибай, Комсомольское</p>	<p>Николаевское, Орловское</p>	<p>—</p>
		<p>Куроко</p>			
<p>Котчеланский вулканогенно-осадочный тип ассоциации (VMS)</p>		<p>Баймакский Au-Va-Pb-Cu-Zn</p>	<p>Галкинское, Майское, Вишневское, Бакр-гау, Балта-гау, Таштау, Джуса, Александринское</p>	<p>Рудноалтайский: Риддер-Сокольское, Тишинское, Зыряновское, Малеевское</p>	<p>Малокавказский: Нойон-Тологой, Назаровское</p>

Таблица 4. Окончание

Глобальные типы		Региональные типы (Центрально-Азиатский складчатый пояс)			
в суш.-но терриг. (SEDEX) толщах	В карбонатно-туфо-терригенных толщах*	—	—	—	Озерное, Ульзутуй, Туркул
	В карб. и тер.-карб. породах в вулканотерригенных сериях (тип <i>олмеберг</i> )**	Биксизак	—	—	—
	В терриген. толщах (+ туффиты, ± карб., ± УВ) (тип <i>саливан</i> )	Нижне-Талотинское	—	—	—
В существенно карб. толщах (MVT)	В туфо-терригенно-карбонатных толщах ( <i>атакусийский</i> тип)***	Стратиформный Pb-Zn		Амурское	Пневское, Никитинское
	В терриген.-туфо-карбонатных толщах ( <i>приаргунский</i> тип)***	—	—	—	Воздвиженское, Ивановское, Савинское
	В углеродисто-терриген.-карб. толщах	Саурейское, Кужинское, Верхне-Аршинское	—	—	—
	В карбонатных толщах	Ильчская группа, Андреевское	—	—	—
	Карстовый, телетермальный	Карстовый Zn	Шаймерден	—	—

Примечание. Типы месторождений: VMS — volcanogenic massive sulphide, SEDEX — sedimentary exhalative, MVT — Mississippi Valley-type. Звездочками отмечены переходные типы: \*переходный к VMS и MVT, \*\*переходный к MVT, \*\*\*переходные к SEDEX.

(Масленников, 2006; Maslennikov et al., 2012). Геохимическая зональность колчеданных месторождений характеризуется ростом вверх по разрезу и к флангам отношения  $(Cu + Zn + Pb)/Cu$ . Месторождения кипрского типа обычно азональны.

Большинство месторождений, формирующихся начиная с архея, в той или иной мере метаморфизованы (напр., Викентьев, 1987; Starostin et al., 1989; Горжевский и др., 1998; Дергачев, Еремин, 2008; Зиновьев, Травин, 2012; Vikentyev et al., 2017). Исключение составляют их близкие современные аналоги – гидротермальные проявления на морском дне (Бортников, Викентьев, 2005; Hannington, 2021). На начало 2022 г., согласно международной on-line базе InterRidge, известно 722 гидротермальных поля с таким распределением по обстановкам: (I) срединно-океанические хребты (СОХ) – 404; (II) островодужные системы – 299, в т.ч. вулканы островных дуг – 151 и задуговые бассейны – 148; (III) внутриплитные вулканы – 8; прочие – 12 (<http://vents-data.interridge.org>). Следует отметить, что (1) сульфидные проявления в СОХ, как правило, небольшие по запасам руд; (2) в распределении условий локализации современных “черных курильщиков” при сравнении с палеообстановками обнаруживается резкий диссонанс: в древности преобладал островодужный режим колчеданообразования с образованием крупных рудных залежей, а проявления в СОХ были малочисленными и обладали небольшими размерами.

#### *Свинцово-цинковые месторождения в терригенных толщах (SEDEX)*

Термин “SEDEX” был предложен для описания месторождений слоистых сульфидных руд, которые локализованы в терригенных толщах и образовались в амагматической обстановке в результате излияния гидротермальных флюидов на морское дно (Gustafson, Williams, 1981; Carne, Cathro, 1982; MacIntyre, 1991; Fontboté, Boni, 1994; Cooke et al., 2000; Sangster, 2017). Они образуют, в основном на Австралийском и Северо-Американском континентах, крупнейшие в мире скопления сульфидов свинца и цинка и локализованы в протерозойских и нижнепалеозойских осадочных комплексах. В связи с определенным своеобразием рудных объектов выделены ряд типов или подтипов, например, типы Брокен Хилл, Салливан, Салвин, МакАртур-Ривер и др. (MacIntyre, 1991; Goodfellow, 1987; Spry, Teale, 2021; Spinks et al., 2021). Ранее стратиформные сульфидные Pb–Zn залежи в существенно терригенных сериях считали первично эксгалационно-осадочными (sedimentary exhalative = SEDEX). В настоящее время под типом SEDEX большинство понимают не эксгалационно-осадочные руды в узком, а в широком смысле, т.е. образовавшиеся в процессах седиментации и диагенеза (Magnall et al., 2021;

Spinks et al., 2021; Hannington, 2021). Некоторые – идут еще дальше от упомянутых ранних взглядов, считая главным их признаком лишь нахождение в обломочных терригенных породах (напр., Bjørlykke, Sangster, 1981; Magnall et al., 2020). В то же время и сингенетическими они считаются довольно условно, т.к. зачастую устанавливаются доминирование в рудообразовании эпигенетических процессов (Magnall et al., 2020; Spinks et al., 2021), а также участие метаморфизма, позднего магматизма и пр. (Hannington, 2021). Отнесение субпластовых месторождений к SEDEX-типу не следует понимать как признание того, что гидротермальные флюиды изливались в перекрывающую осадки толщу воды, хотя в некоторых случаях это могло иметь место. То есть месторождения SEDEX – это скорее сингенетические по природе сульфидные залежи в основном в терригенных сериях – при подчиненном развитии карбонатных и магматогенных (вулканических, вулканогенно-осадочных и субвулканических) пород.

#### *Свинцово-цинковые месторождения в существенно карбонатных толщах (MVT)*

Месторождения MVT – это эпигенетические, в основном стратифицированные месторождения, которые образовались в литифицированных карбонатных вмещающих породах. Распространены средние и мелкие по масштабам месторождения; они в мире довольно многочисленны (Davis, 1977; Thacker, Anderson, 1977; Sangster, 1997; Leach et al., 2010; Song et al., 2019; Wei et al., 2020). Не образующие сверхкрупных концентраций в земной коре эти месторождения издавна известны, и за рубежом обрабатываются; эксплуатировались они и в СССР – в Казахстане, Узбекистане, Азербайджане (Шадлун, 1959; Ручкин, Донец, 2002; Байбатша и др., 2011). Подобных объектов в России мало, обрабатывается лишь одно очень крупное Горевское месторождение (переходный MV/SEDEX тип) на Енисейском кряже – при широком развитии потенциально рудоносных карбонатных толщ в чехле древних и молодых платформ; в то же время отмечается (напр., Контарь, 2013; Галямов и др., 2016) слабая изученность территорий и на глубину, и по простиранию.

Их ценность для нынешних и будущих поколений – в относительно высокой экологичности, что обусловлено низкими по сравнению с другими полиметаллическими месторождениями содержаниями пирита и пирротина (на них отсутствует спрос и обычно они идут в хвосты обогащения): этих минералов мало в рудных телах, отвалах и хвостах, что почти исключает появление кислых рудничных и подотвальных вод, которые к тому же нейтрализуются вмещающими известняками. Руды характеризуются, как правило,

высокой обогатимостью, что минимизирует количество тяжелых металлов-токсикантов (Pb, Zn, Cu, Cd, Hg, Tl), попадающих в окружающую среду в результате переработки сырья.

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОЗЕРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Озерное месторождение — одно из самых крупных полиметаллических месторождений Евразии. Оно было открыто в 1963 г. в результате проверки комплексной геофизической аномалии картировочной скважиной на участке “Случайный”, где в 1962 г. под лимонитовыми свалами были выявлены сидеритовые руды (Тарасова и др., 1969, 1972). Месторождение локализовано в Еравнинском рудном районе Курбино-Еравнинской золото-уран-свинцово-цинковой минерогенной зоны Бурятии (Добрецов и др., 2005; Гордиенко, Нефедьев, 2015; Государственная..., 2016). Наиболее продуктивным в отношении полезных ископаемых в пределах района является Озернинский бор-барит-железо-медь-золото-свинцово-цинковый рудный узел. На площади узла известны колчеданно-полиметаллические, золото-полиметаллическое, железорудные, железо-марганцевое, медно-баритовые месторождения. Среди объектов рудного узла наиболее крупным и единственным детально разведанным (уже более 50 лет назад!) является Озерное колчеданно-полиметаллическое месторождение.

Основная часть рудного узла сложена стратифицированными палеозойскими образованиями, слагающими останец (провес кровли) площадью около 250 км<sup>2</sup> в поле развития позднепалеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (фиг. 1). В палеотектоническом плане район рассматривается в составе Удино-Витимской структурно-формационной зоны палеозоид Западного Забайкалья (Чернов, 1963; Кормилицын, 1966; Матюхин, 1970; Гордиенко, Кузьмин, 1999), или одноименной островодужной системы (Макрыгина и др., 2007; Зорин и др., 2009; Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012). Удино-Витимская зона является одним из краевых сегментов Центрально-Азиатского складчатого пояса в южном обрамлении Сибирского кратона. Район характеризуется длительным развитием и включает комплексы каледонского (C–S<sub>1</sub>), раннегерцинского (S<sub>2</sub>–C<sub>2</sub><sup>1</sup>) и позднегерцинского (PZ<sub>3</sub>) структурных этажей (Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012; Хрусталева, 2012; Минина и др., 2016).

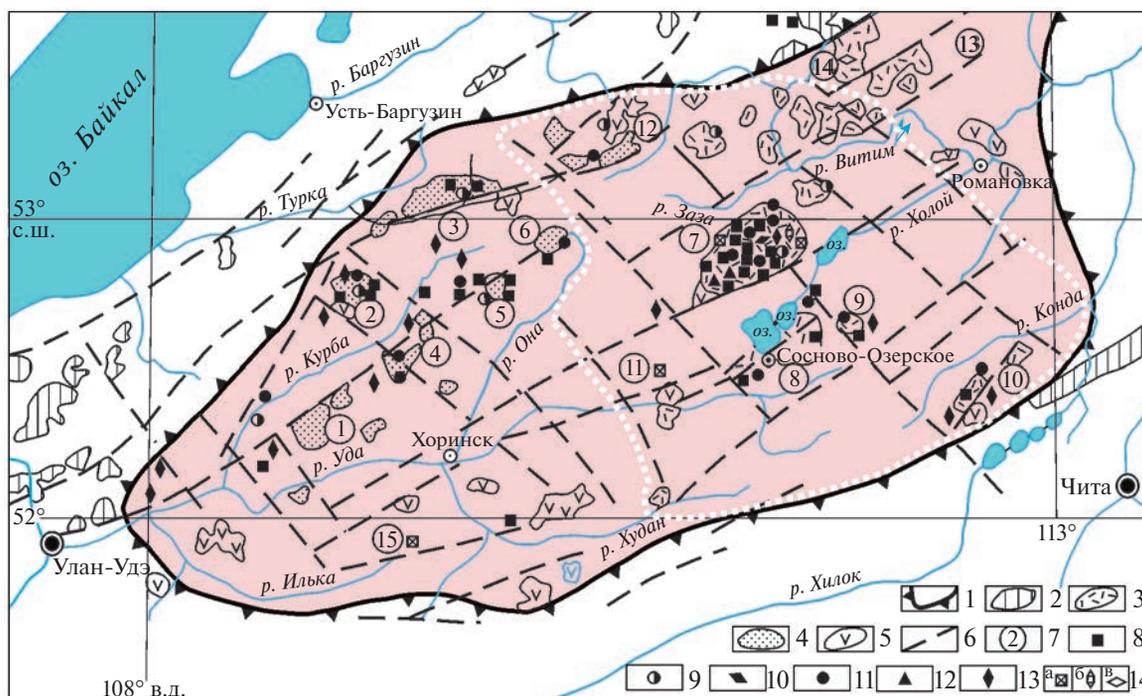
По данным геологоразведочных работ (Тарасова и др., 1969, 1972), на основании которых, главным образом, построен этот раздел, **олдындинская свита (Є<sub>1ol</sub>)** выделяется в составе двух подсвит. Нижняя подсвита, преимущественно

вулканогенная, на Озерном месторождении представлена *гурвунурской пачкой (Є<sub>1ol<sub>1gr</sub>)</sub>*, слагающей его глубокие горизонты. Нижняя часть (110–300 м) пачки сложена туфами и лавами риодацитов, а верхняя часть (170–220 м) — переслаивающимися известняками, туфами и углистыми мелкообломочными туффитами; на месторождении породы верхней части пачки обогащены пиритом, сфалеритом и галенитом.

Верхняя подсвита в рудном поле представлена *озерной пачкой (Є<sub>1ol<sub>2oz</sub>)</sub>* мощностью около 550 м. Нижняя часть пачки, 120–160 м, сложена туфами и лавами среднего и кислого составов, а верхняя (200–250 м) — туфами, известковистыми и кремнистыми, нередко углистыми мелкообломочными туффитами, серыми слоистыми и массивными известняками, рифогенными известняками с остатками археоциат и водорослей, известняковыми брекчиями и гравелитами с туфогенно-карбонатным цементом. Эта пачка слагает ядра и крылья синклиналей и является вмещающей для руд Озерного месторождения (фиг. 2). Наиболее полный разрез олдындинской свиты вскрыт скв. № 32 (приводится по (Нефедьев, Виноградов, 1982)) на фланге Озернинского рудного поля (фиг. 3).

Рудовмещающие отложения полого (15°–20°) падают на юго-восток (Нефедьев, 2009) и слагают крыло крупной синформы, которое осложнено более мелкими складками, образующими цепь глубоких, кулисообразно расположенных брахисинклинальных складок северо-восточного простирания, в том числе Озерной. Складка асимметрична с более крутым (50°–85°) северо-западным крылом и более пологим (35°–50°) юго-восточным. Наблюдается увеличение мощности осадков от крыльев к осевой части складки (Дистанов, 1983).

Характерным элементом строения разреза рудовмещающих отложений является присутствие оползневых брекчий, в том числе известняковых. Для пород характерно наличие мелких сингенетических складок гравитационного оползания. Пачки, слагающие Озерную синклиналь, характеризуются быстрым изменением мощности и фациального состава осадков. Упомянутые признаки позволили сделать вывод о том, что описанные складки являются конседиментационными, а особенности отложений обусловлены неравномерным опусканием морского дна (Васильев, 1977). Проявления интрузивного магматизма в рудном поле Озерного месторождения представлены силлообразными и секущими телами риолитов и дацитов, дайками андезитовых порфиритов, сиенит-порфиритов, долеритов и трахидолеритов.



**Фиг. 1.** Схема размещения рудных узлов и полезных ископаемых Курбино-Еравнинской минерагенической зоны и позиция Еравнинского рудного района, по (Гордиенко, Нефедьев, 2015) с небольшими изменениями.

1 – границы минерагенической зоны; 2–4 – останцы вмещающих пород среди гранитоидов Ангаро-Витимского батолита: 2 – неопротерозойских осадочно-метаморфических, 3 – нижнекембрийских преимущественно карбонатно-вулканогенных, 4 – нижнекембрийских и девонско-каменноугольных терригенных и существенно карбонатных; 5 – позднепалеозойские габброидные интрузии и ксенолиты пород основного состава среди гранитоидов батолита; 6 – разломы; 7 – рудные узлы; 8–14 – месторождения: 8 – железа, 9 – золота, 10 – марганца, 11 – полиметаллов (Pb, Zn), 12 – меди, 13 – молибдена, 14 – флюорита (а), бора (б) и алюминия (в). Белым точечным пунктиром показаны границы Еравнинского рудного района. Цифры в кружках – рудные узлы: 1 – Атхинский, 2 – Абагинский, 3 – Туркинский (Ямбуйский), 4 – Курбинский, 5 – Мылдылгенский, 6 – Верхне-Онинский, 7 – Озернинский, 8 – Сосново-Озерский, 9 – Харасанский, 10 – Кондинский, 11 – Эгитинский, 12 – Кыджимитский, 13 – Хиагдинский, 14 – Нижнебурульзайский.

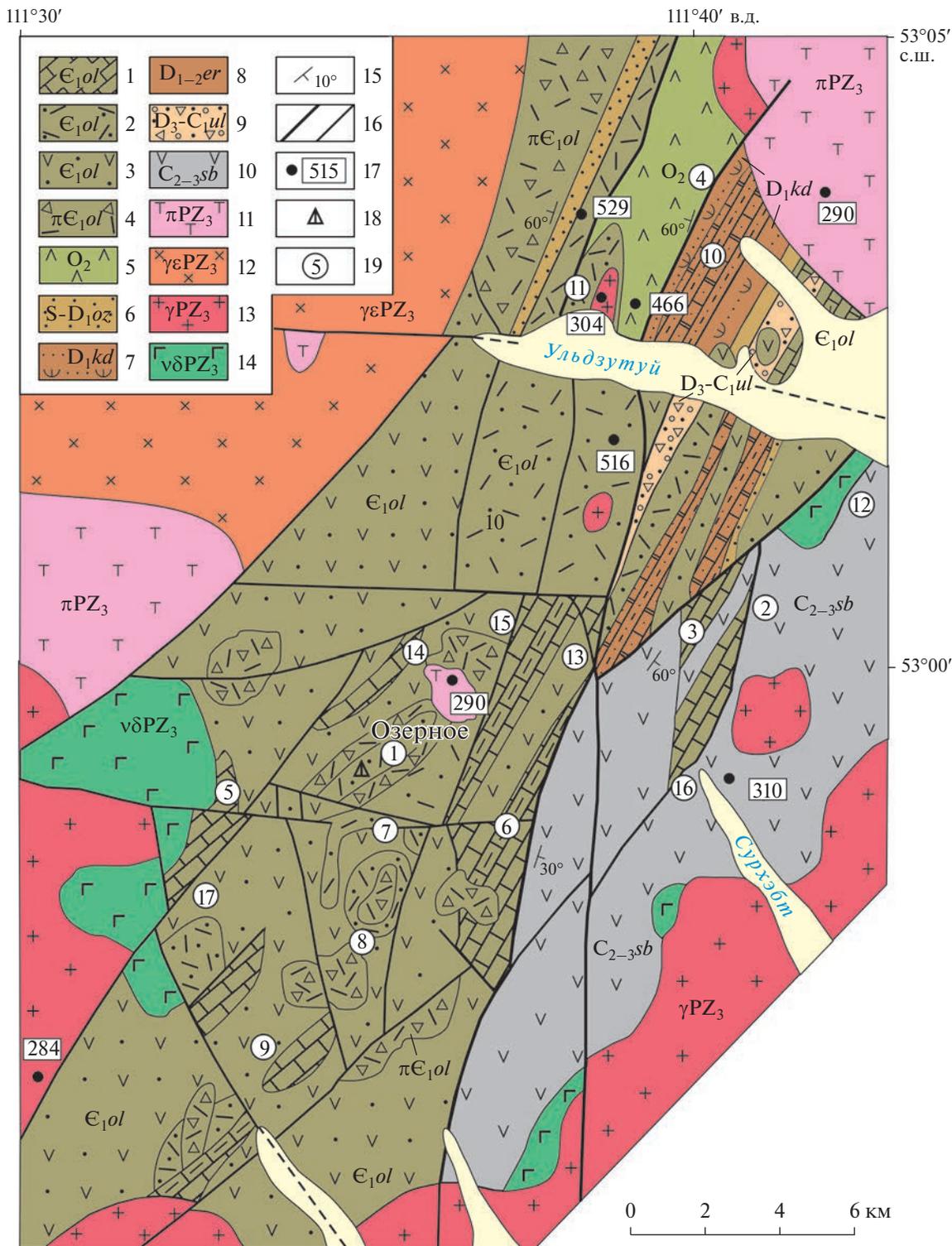
### Рудные тела

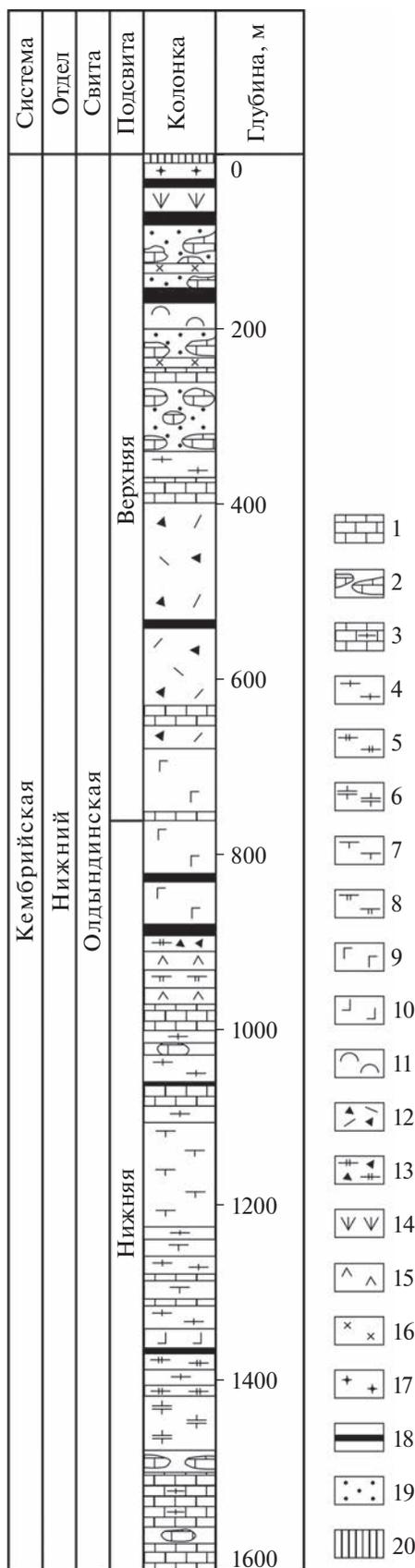
Породы разреза олдындинской свиты в пределах Озернинского рудного узла насыщены, хотя и в разной мере, сульфидами, главным образом пиритом (Тарасова и др., 1972; Нефедьев, Виноградов, 1982 и др.). В целом эта свита в рудном поле

представляет собой переслаивание пластов массивных сульфидных и сидеритовых руд, горизонтов рудных брекчий (седиментационных?), пачек слабоуглеродистых ( $C_{орг} \sim 0.5\%$ ) известковистых алевропелитов, известняков и мелкообломочных туффов. Сульфидные рудные тела приурочены

**Фиг. 2.** Схема геологического строения центральной части Еравнинского рудного района, по (Гордиенко и др., 2010) с дополнениями.

1–4 – островодужный комплекс, олдындинская свита ( $E_1od$ ): 1 – терригенно-карбонатная толща, 2 – осадочно-вулканогенная толща ( $E_1ol_2$ ) (турхульская, гурвунурская пачки): плагиориолиты, плагиориодациты, плагиодациты и их туфы, вулканокластиты, редкие линзы и горизонты известняков, лав и туфов андезитов, 3 – осадочно-вулканогенная толща ( $E_1ol_3$ ) (озернинская пачка): андезиты, дациты и их туфы, плагиориодациты и их туфы, тефротурбидиты, вулканокластиты смешанного состава, 4 – олдындинский субвулканический комплекс ( $\pi E_1od$ ): автомагматические брекчии, кластолавы и субвулканические тела плагиориолитов, плагиодацитов, андезитов; 5 – андезиты ( $O_2$ ); 6–10 – комплекс верхнепалеозойских толщ: 6 – озернинская ( $S-D_1oz$ ), 7 – кыджимитская ( $D_1kd$ ), 8 – еравнинская ( $D_{1-2}er$ ), 9 – ульзутуйская ( $D_3-C_1ul$ ); 10 – сурхэбтинская ( $C_{2-3}sb$ ); 11–13 – магматические комплексы позднего палеозоя: 11 – вулканогенный игнимбри-риолитовый комплекс, 12 – граносиенитовый комплекс, 13 – гранитный комплекс, 14 – габброидный комплекс; 15 – элементы залегания слоистости; 16 – разрывные нарушения (главные и второстепенные); 17 – места отбора проб из магматических пород и их U-Pb и Ag-Ag изотопный возраст (млн лет); 18 – местоположение опорной скважины № 32; 19 – рудные месторождения. Названия месторождений: 1 – Озерное, 2 – Назаровское, 3 – Солонго-Магнетитовое, 4 – Ульзутуйское-1, 5 – Гурвунурское, 6 – Звездное, 7 – Аришинское, 8 – Гундуйское, 9 – Туркульское, 10 – Ульзутуйское-2, 11 – Горхонское, 12 – Юбилейное, 13 – Октябрьское, 14 – Таежное, 15 – Васильевское, 16 – Майское, 17 – Солнечное.





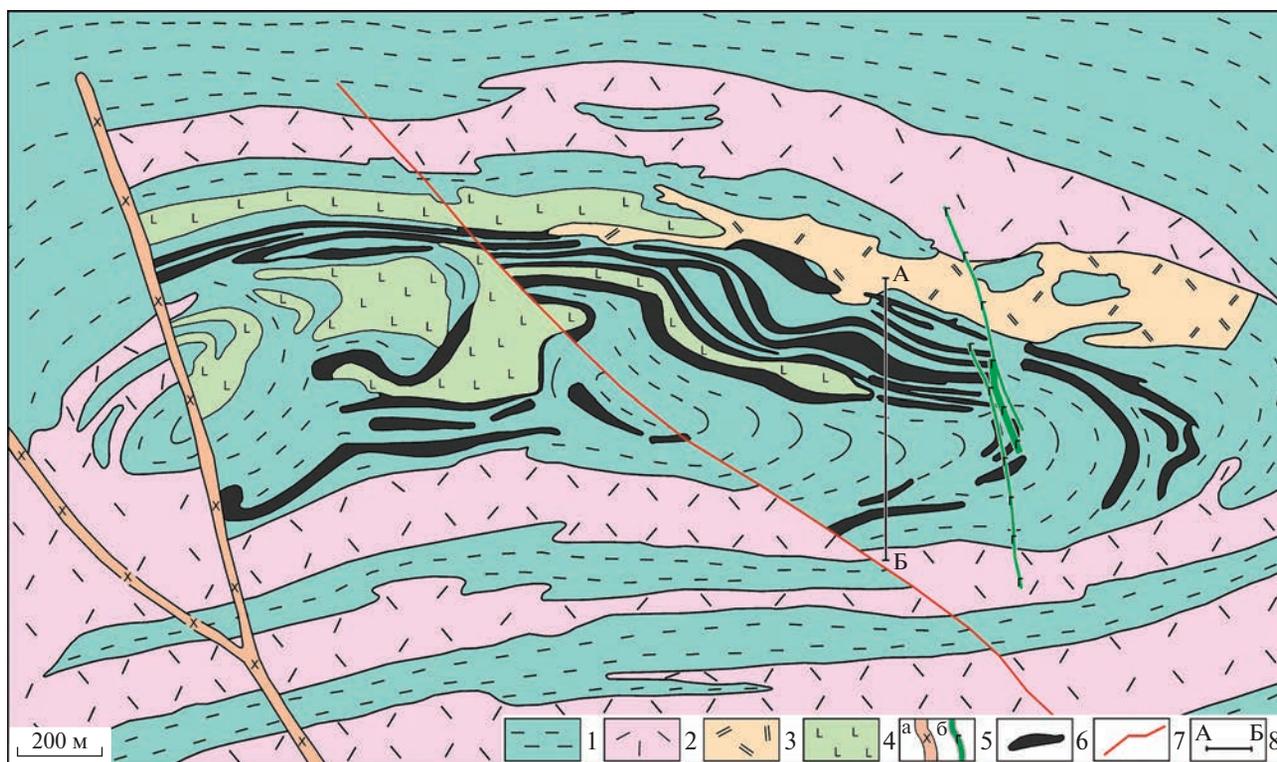
к нескольким стратиграфическим уровням. Выделяются три основных рудоносных уровня. Первый уровень представлен колчеданными и колчеданно-полиметаллическими рудами в туффитах в интервале глубин 950–1450 м. Второй уровень объединяет бедные колчеданные руды, залегающие среди туффитов и лавобрекчий на глубинах до 880 м. Третий сложен колчеданно-полиметаллическими рудами собственно Озерного месторождения.

Тела колчеданно-полиметаллических руд месторождения приурочены к верхней подсвите олдындинской свиты и были детально разведаны до глубины 350 м. Мощность основной продуктивной толщи колеблется от 140 до 230 м. Ее разрез включает 12 рудных залежей, представляющих собой серию пластообразных рудных тел, разделенных безрудными слоями осадочных и вулканокластических пород мощностью от 5 до 30 м (фиг. 4, 5). Серии этих рудных тел условно объединены в два продуктивных горизонта. Внутреннее строение рудных тел неоднородно, с чередованием слоев колчеданно-полиметаллических руд, туффов, мелкообломочных туффитов и известняковых брекчий, в различной степени обогащенных сульфидами. По морфологии и внутреннему строению выделяют четыре типа рудных тел: 1) пластовые залежи, выдержанные по форме и распределению колчеданного оруденения; 2) лентовидные пластообразные залежи неоднородного внутреннего строения; 3) сложные по форме уплощенные залежи с неравномерным распределением колчеданного оруденения; 4) линзовидные залежи небольших размеров.

Сульфидные тела залегают, в целом, согласно с вмещающими породами, границы их в основном резкие. Протяженность рудных тел 1300–2340 м, а мощность меняется от 1 до 30–50 м, возростающая от флангов к центральным частям. Озерное месторождение по запасам свинца и цинка относится к объектам мирового класса (табл. 5) с ~ 8.3 млн т Zn, 1.6 млн т Pb (1.17%), ~21 тыс т Cd, более 4.6 тыс т Ag, 25 т Au. Помимо полиметалли-

**Фиг. 3.** Разрез олдындинской свиты по опорной скв. № 32 в районе Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения, по (Нефедьев, Виноградов, 1982).

1 – известняки; 2 – известняковые брекчии с туфогенным цементом; 3 – переслаивание известняков и туффитов; 4 – туффиты кремнистые; 5 – туффиты углистые; 6 – переслаивание известняков и кремнистых туффитов; 7 – туфы кислого состава; 8 – агломератовые брекчии; 9 – туфобрекчии и ксенокластолавы андезитов и дацитов; 10 – андезиты; 11 – игнимбриты; 12 – эруптивные брекчии дацитов; 13 – автомагматические брекчии дацитов; 14 – диабазы; 15 – долериты; 16 – сиениты; 17 – сидеритовые руды; 18 – колчеданные свинцово-цинковые руды; 19 – вкрапленные колчеданно-полиметаллические руды; 20 – лимониты зоны окисления (“железная шляпа”).



**Фиг. 4.** Схема геологического строения Озерного месторождения; упрощенно по Р.С. Тарасовой и др. (1972) с учетом данных Д.И. Царева и А.П. Фирсова (1988).

1 – вмещающие вулканогенные и терригенно-карбонатные породы; 2 – автомагматические брекчии риолитов и риодацитов (2), дацитов и андезидацитов (3); 4 – силлы долеритов; 5 – дайки: а – диоритов, б – габбро; 6 – субпластовые тела колчеданно-полиметаллических руд; 7 – разлом; 8 – профиль 41.

ческих руд, на месторождении подсчитаны запасы железных руд категории С<sub>2</sub> по пяти сидеритовым телам в контуре проектного карьера отработки полиметаллических руд, которые составляют 29.1 млн т руды (Тарасова и др., 1969, 1972).

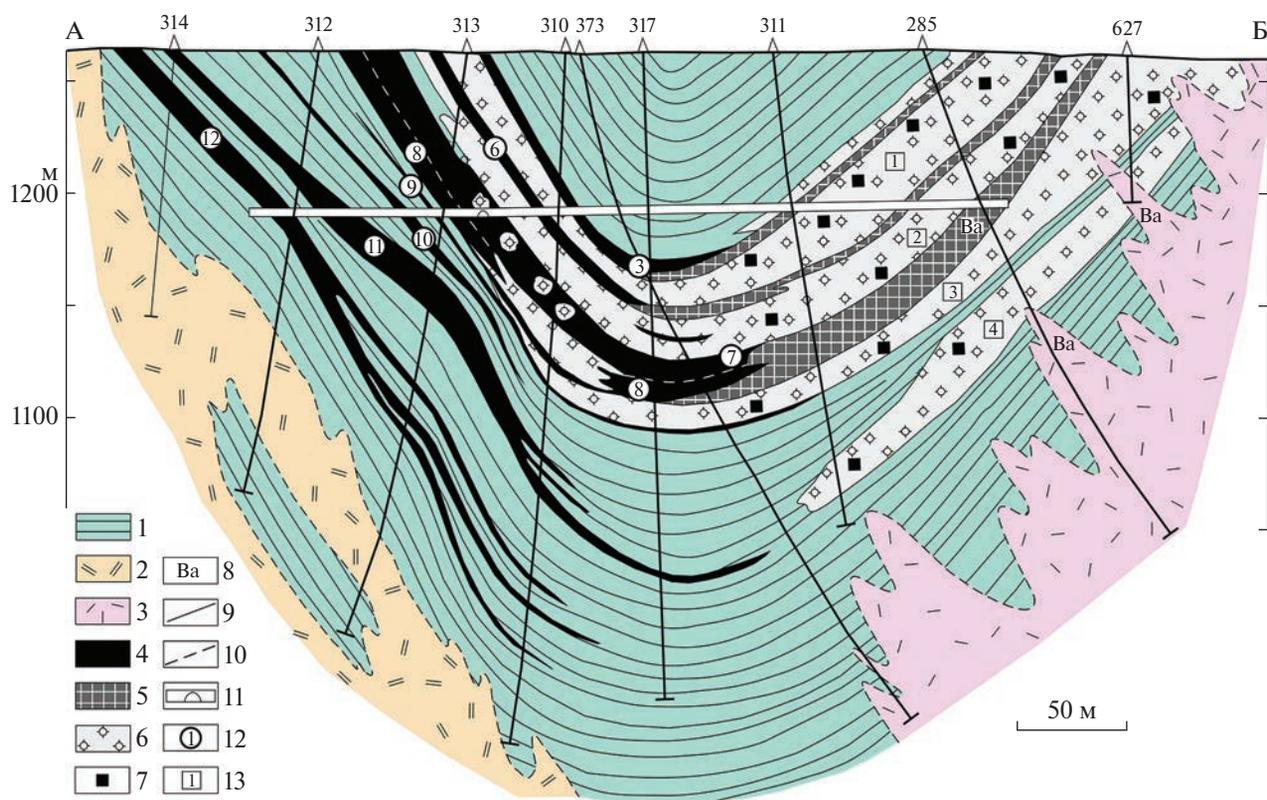
*Минеральный состав и типы руд*

Главные рудные минералы Pb–Zn рудных залежей – пирит, сфалерит и галенит, второстепенные – магнетит, халькопирит, марказит, блеклая руда и арсенопирит. К редким относятся борнит, пирротин и самородное серебро. Среди нерудных минералов преобладают сидерит, кальцит, барит, кварц, доломит, анкерит, серицит и хлорит. Свинцово-цинковые руды делятся на колчеданные и колчеданно-сидеритовые, составляя 70% запасов. В промышленных концентрациях содержат цинк, свинец, серу, попутные серебро и кадмий. Содержания свинца в рудах варьируют от 0.3

ных – магнетит, халькопирит, марказит, блеклая руда и арсенопирит. К редким относятся борнит, пирротин и самородное серебро. Среди нерудных минералов преобладают сидерит, кальцит, барит, кварц, доломит, анкерит, серицит и хлорит. Свинцово-цинковые руды делятся на колчеданные и колчеданно-сидеритовые, составляя 70% запасов. В промышленных концентрациях содержат цинк, свинец, серу, попутные серебро и кадмий. Содержания свинца в рудах варьируют от 0.3

**Таблица 5.** Запасы полиметаллических руд Озерного месторождения по состоянию на 01.01.2015 г.

Категория запасов	Руда	Содержание					Компонент				
		Zn	Pb	S <sub>пир</sub>	Ag	Cd	Zn	Pb	S <sub>пир</sub>	Ag	Cd
		тыс. т	%	%	%	г/т	%	тыс. т	тыс. т	тыс. т	тонн
В	19377	7.9	1.5	20.0			1539	298	3871		
С <sub>1</sub>	105894	5.8	1.1	20.5			6180	1166	21716		
В + С <sub>1</sub>	125289	6.2	1.2	20.4	35.0	0.016	7720	1464	25587	4384	19969
С <sub>2</sub>	9787	5.6	1.0	16.9	29.4	0.014	551	100	1657	287	1347
В + С <sub>1</sub> + С <sub>2</sub>	135076	6.1	1.2	20.2	34.6	0.016	8270	1564	27244	4671	21316
С <sub>1</sub> забал.	8861	2.4	0.4	17.1	н.д.	н.д.	208	34	1511	н.д.	н.д.



**Фиг. 5.** Схематизированный геологический разрез Озерного месторождения по профилю 41, по (Ковалев и др., 2005), с изменениями.

1 – вмещающие карбонатно-вулканогенно-терригенные породы; 2, 3 – автомагматические брекчии дацитов и андезитов (2), риолитов и риодацитов (3); 4 – субпластовые тела сульфидных полиметаллических руд; 5 – перекристаллизованные сульфидные полиметаллические руды; 6 – сидериты; 7 – прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация; 8 – баритовая минерализация; 9, 10 – геологические границы установленные (9) и предполагаемые (10); 11 – штольня и кваршлаг; 12, 13 – номера пластовых залежей полиметаллических руд (12) и сидеритов (13).

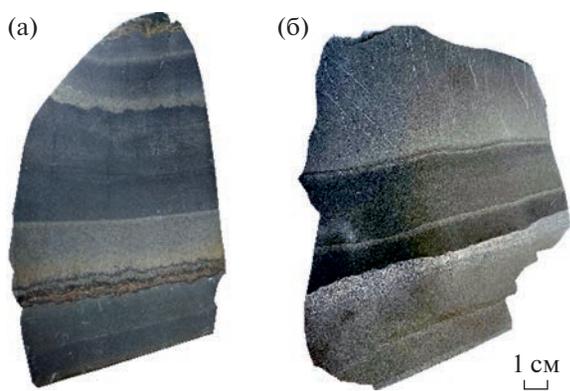
до 1.5%, цинка – от 4.0 до 7.5%. Для химического состава руд типично низкое содержание меди и элементов-примесей, главными из которых являются мышьяк, сурьма, кадмий, серебро, германий, таллий и марганец.

На месторождении выделяются 2 группы Fe–Mg карбонатов. Сидерит, в меньшей степени анкерит и доломит, первой группы формировались гидротермально-осадочным путем синхронно с сульфидными полиметаллическими рудами (Ковалев и др., 2005). Сидерит второй группы несет черты гидротермально-метасоматического облика, хотя сидеритовые залежи располагаются на определенных стратиграфических уровнях и по простирацию переходят в пластовые тела сульфидных и сульфидно-сидеритовых руд.

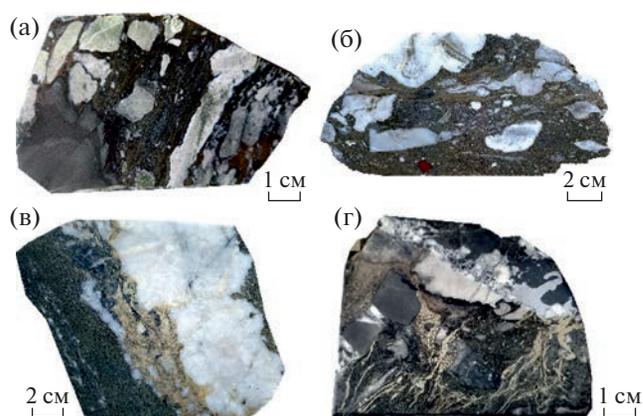
По текстуре и минеральному составу подразделяются на: 1) массивные, почти сплошные, состоящие из пирита (на 70–75%), сфалерита и галенита; 2) полосчатые, с содержанием свинца и цинка 10–20% – с чередованием полос пиритового и галенит-сфалеритового состава, а также прослоев силикатных пород; 3) брекчиевые

и брекчиевидные, в которых обломки известняков и сидеритов сцементированы пиритом, сфалеритом и галенитом; содержание свинца и цинка не более 6%; 4) бедные вкрапленные руды: пирит, галенит и сфалерит, содержание свинца и цинка 2–4% (фиг. 6).

К характерным признакам руд месторождения относится широкое развитие полосчатых (слоистых и псевдослоистых) текстур, чему способствуют в целом невысокая нарушенность месторождения пострудными пликативными и дизъюнктивными нарушениями. Заметную роль в колчеданных залежах играют брекчиевидные руды, сложенные обломками известняков, сидеритов, яшмоидов, метасоматитов и сульфидных руд, в том числе слоистых с сульфидным (галенитовым, галенит-сфалеритовым и др.) и сульфидно-карбонатным цементом (фиг. 7а, б). Брекчиевидные, вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды составляют около 36% от объема руд. Жильная и прожилково-вкрапленная минерализация представлена маломощными секущими зонами и жилами кварц-сульфидного (рис. 7в, г) и барит-



**Фиг. 6.** Слоистые текстуры руд Озерного месторождения: а – вулканомиктовый алевропесчаник слоистой текстуры, тонкие слои сложены тонкозернистыми сульфидами с преобладанием пирита; б – переслаивание тонкозернистой сплошной сфалерит-пиритовой и густовкрапленной руды, сложенной кварцем и мелкими выделениями пирита и сфалерита. Фотографии (фиг. 6–9) в цветном формате – см. эл. версию.

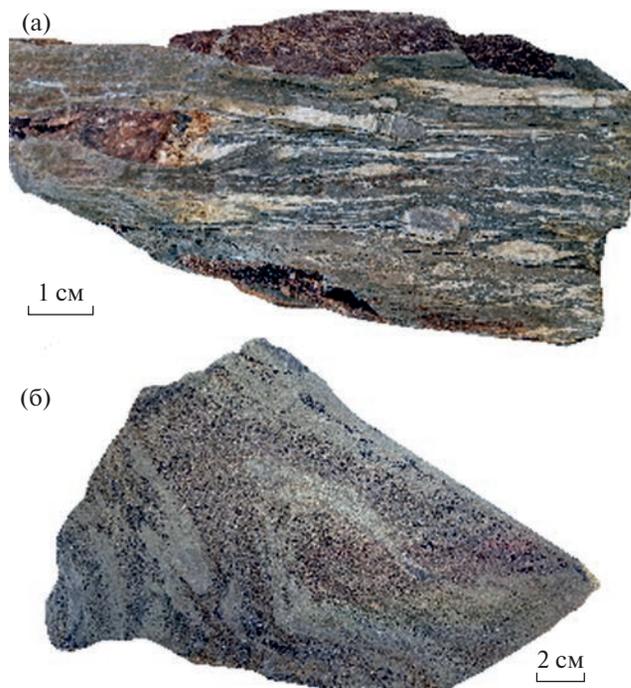


**Фиг. 7.** Брекчиевые (а, б) и прожилковые (в, г) текстуры руд: а – руда брекчиевидной текстуры с обломками известняка и сидерита в рудно-силикатно-карбонатном цементе; б – колчеданная руда брекчиевидного строения: крупные обломки известняка, а также подчиненные им по размеру фрагменты кварцитов и сургутчно-красных яшм в рудном (преимущественно пиритовом) цементе; в – сфалерит-пиритовая руда пересечена крупным прожилком сидерит-кварцевого состава с выделениями сульфидов; г – брекчиевидная колчеданная руда с обломками известняков и сульфидным цементом, рассечена поздним сульфидно-карбонатным прожилком (с галенитом, сфалеритом).

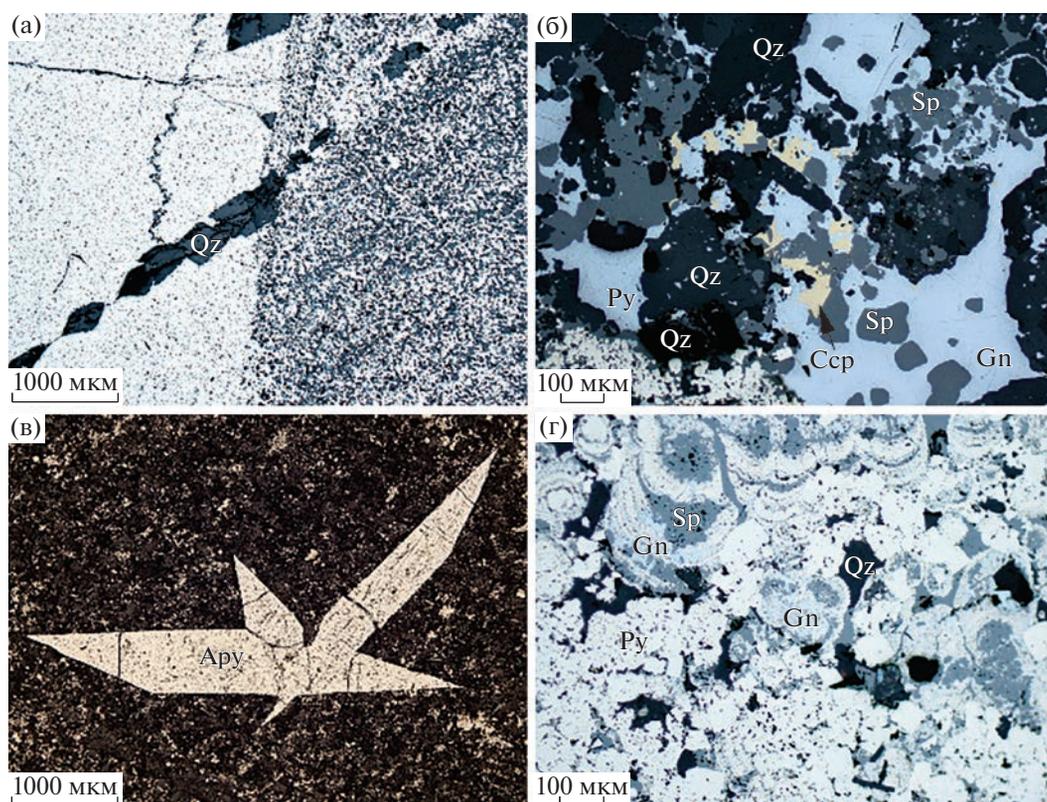
сульфидного состава; прожилки пирита, сфалерита и галенита, халькопирита, блеклой руды, редко борнита, пирсеита, аргентита, полибазита имеют второстепенное значение (Дистанов, 1983; Ковалев, Бусленко, 1992).

Локально в зонах крутопадающих нарушений отмечаются участки будинирования рудных тел с развитием деформированных карбонат-силикатных обломков в более пластичной колчеданной полиметаллической руде (фиг. 8а). Нередко в массивной галенит-сфалерит-пиритовой руде встречаются микроскладки пластического течения (фиг. 8б). Выявленные особенности строения руд указывают на динамометаморфизм руд. В то же время основная масса руд тонкозернистая (фиг. 6б, 9а) и скрытокристаллическая с тонким сростанием сульфидов между собой (Бусленко, 1970; Ковалев, Бусленко, 1992); в рудах нередко встречаются метаколломорфные структуры (фиг. 9г).

**Пирит** – самый распространенный рудный минерал (содержания в рудах до 75 об. %), встречается в виде мелких выделений (вкрапления в обломках вмещающих пород), сплошной тонкозернистой массы (фиг. 9а); слагает сплошные пиритовые ( $\pm$ сфалерит), полосчатые и вкрапленные пиритовые руды; реже представлен зональными колломорфными агрегатами, совместно со сфалеритом и галенитом (фиг. 9г); изредка отмечается перекристаллизация пирита – в агрегатах с галенитом, сфалеритом и халькопиритом, сопровождаемая укрупнением этих сульфидов. Выделяется, как минимум, 2 генерации пирита: 1 – метаколломорфный (иногда называемый “метаколлоидный”), 2 – кристаллически-зернистый, незональный, кубического габитуса.



**Фиг. 8.** Текстуры динамического метаморфизма руд: а – будинированные обломки карбонат-кварцевого состава цементируются пластичной колчеданно-полиметаллической рудой; б – микроскладка в массивной сфалерит-пиритовой руде; складчатость подчеркнута тонкими струйчатыми выделениями пирита и сфалерита.



**Фиг. 9.** Особенности строения руд Озерного месторождения.

а – контакт тонкозернистых сфалерит-пиритового и пиритового прослоев, косо рассеченный прожилком карбоната (обр. О-11); б – гнездовидное выделение халькопирит-сфалерит-галенитовой ассоциации в мелкозернистой полиметаллической брекчиевидной руде (обр. Оз-9); в – единичные крупные выделения (метакристаллы) арсенопирита в тонкозернистой вкрапленной сфалерит-пиритовой руде; арсенопирит содержит тонкозернистые скопления пирита (обр. ОзА<sub>1</sub>); г – почковидные тонкозернистые концентрически-зональные агрегаты, сложенные пиритом, сфалеритом и галенитом (обр. О-7).

**Сфалерит** – второй по частоте встречаемости минерал руд (до 25 об. % рудной составляющей). Отмечается несколько его разновидностей: 1 – сфалерит, слагающий основную рудную массу (в ассоциации с пиритом и/или галенитом) (фиг. 9б): а) с мелкими (2–5 мкм) включениями магнетита; б) с эмульсиевидными включениями халькопирита; в) без включений; 2 – в составе прожилков (иногда с эмульсиевидным халькопиритом), нередко в ассоциации с галенитом; 3 – клейофан, изредка встречающийся в сидерит-колчеданных рудах.

**Галенит** встречается, но в меньших концентрациях (до нескольких об. %). Его разновидности: 1 – тонкозернистый в составе колломорфных агрегатов и в виде мелких включений в пирите (фиг. 9г); 2 – мелкозернистый в составе сульфидного цемента брекчий, обычно со сфалеритом (свинцово-цинковая руда) (фиг. 9б); 3 – крупные выделения в прожилках галенит-сфалеритового состава ( $\pm$ кварц-кальцит или  $\pm$ сидерит-барит-кальцит).

**Магнетит** в целом относится к второстепенным минералам, но встречаются участки сплош-

ных магнетитовых, пирит-магнетитовых и реже магнетит-пирротиновых руд – в виде мелкозернистых масс магнетита с мелкой вкрапленностью пирита, халькопирита и пирротина. Разновидности: 1 – в составе массивной или неяснополосчатой магнетитовой руды; 2 – линзовидные скопления в пирротине в магнетит-пирротиновых рудах; 3 – мелко-, среднезернистые выделения в сплошных галенит-сфалерит-пиритовых массивных и полосчатых рудах; 4 – микронные включения в пирите, сфалерите. По данным предыдущих исследований (Царев, Фирсов, 1988), скопления тонкозернистого магнетита зачастую развиваются во вкрапленных колчеданных рудах на контакте с телами диабазовых и андезитовых порфириров, а также в обломках известняковых брекчий. Появление магнетита связано, вероятнее всего, с контактовым метаморфизмом и, отчасти, с развитием скарнирования.

**Халькопирит** – второстепенный минерал руд; часто встречается в виде включений в сфалерите, а также образует редкую вкрапленность во вмещающих породах. Разновидности: 1 – мелкие

включения в сфалерите и выделения в коллоидных почках; 2 – крупные 1–2 мм перекристаллизованные агрегаты – в ассоциации с крупнокристаллическим карбонатом, наряду с халькопиритом здесь укрупняются пирит, сфалерит и галенит.

Блеклая руда, арсенопирит и марказит встречаются спорадически и в небольших количествах. **Марказит** образует небольшие скопления (10–20 мкм), ассоциируя с мелкими (0.01–0.02 мм) выделениями пирита (почки, кристаллики), сфалерита и катаклазированного магнетита. **Блеклая руда** присутствует в виде мелких (10–20 мкм) включений в крупных сфалерит-галенитовых агрегатах, цементирующих тонкозернистую сфалерит-пиритовую руду. Редкие единичные метакристаллы **арсенопирита** (0.5–1 мм) отмечаются в тонкозернистой сфалерит-пиритовой или пиритовой руде слоистой текстуры. Зерна арсенопирита пересечены тонкими прожилками халькопирит-галенитового состава и содержат мелкие включения пирита (фиг. 9в).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Рудообразующие системы осадочных бассейнов*

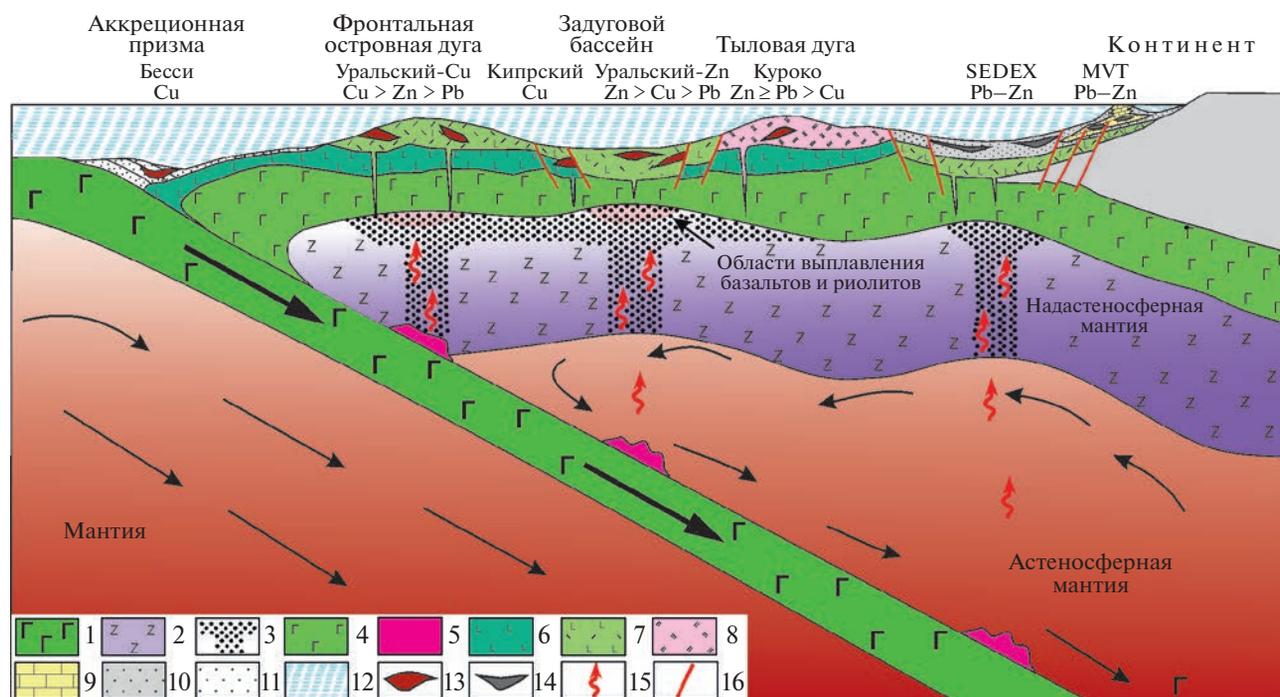
Данные, приводимые многими авторами по типизации стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных, терригенных и вулканогенных толщах, действительно убеждают, что существуют значительные различия среди множества таких объектов. В то же время для всех трех описываемых рудных семейств есть промежуточные типы, обладающие признаками двух разных семейств.

В ряду месторождений  $MVT \rightarrow SEDEX$  есть месторождения с чертами обоих семейств (см. табл. 1, 2): это типы атасуйский (Жайрем, Ушкатын, Учкулач, Павловское), горевский (Горевское, Фанькоу) и приаргунский (Воздвиженское и др.); для всех трех групп геолого-генетические признаки соотносятся так:  $MVT > SEDEX$ . При этом для атасуйского и приаргунского типов, с учетом присутствия в разрезах туфов и, реже, других вулканитов, не исключен и вулканогенный вклад в рудообразование (т.е.  $MVT > SEDEX \gg VMS$ ). Правее в этом ряду, ближе к  $SEDEX$ , находятся месторождения типов  $SAS$  (или тип оммеберг) и МакАртур Ривер; еще далее находится метаморфизованное в амфиболитовой фации Холоднинское месторождение в углеродисто-терригенном, притом существенно карбонатном, разрезе ( $SEDEX > > VMS$ ). На многих этих месторождениях, подобно вышеупомянутому, есть подчиненная, но зачастую заметная вулканогенная составляющая ( $SEDEX > VMS \gg VMS$ ).

В ряду  $SEDEX \rightarrow VMS$  промежуточных типов немного: в левой части ( $SEDEX \gg VMS$ ) находят-

ся месторождение Брокен Хилл, несущее признаки участия первичного колчеданообразования (Spry, Teale, 2021). В правой части ( $VMS > SEDEX$ ) можно выделить месторождения типа бесси (Wang et al., 2021), находящиеся в существенно терригенной базальтоидной вулканической ассоциации, обычно представленной амфиболитами, и лишь изредка образующие крупные скопления руд (напр., Уинди-Крегги, см. Peter, Scott, 1999), а также их современные аналоги – современные полиметаллические сульфидные илы впадины Атлантис II в Красном море, гидротермальные поля Гуаймас и Миддл Велью в восточной Пацифике (Бортников, Викентьев, 2005; Lobanov et al., 2014; Hannington, 2021). Упомянутые современные гидротермальные поля ассоциируют с карбонатно-терригенными осадками, соответственно совокупность присущих им признаков может быть охарактеризована как  $VMS > SEDEX \gg MVT$ . В близких по характеру разрезах, с высокой долей терригенного осадочного материала ( $VMS \gg SEDEX$ ) локализованы и месторождения, связанные с базальт-риолитовыми сериями Иберийского полуострова – (иберийский тип) и Рудного Алтая (рудноалтайский тип).

Особенно острые дискуссии касаются происхождения месторождений ирландского типа, которые выделяются на фоне большинства объектов  $MVT$  по многим параметрам, прежде всего своей высокой температурой образования (напр., Wilkinson, Earls, 2000; Wilkinson, 2014), а также предельно широкими сероизотопными данными:  $\delta^{34}S = -44 \dots +12\%$  (Wilkinson et al., 2005), с преобладанием изотопно-легких составов сульфидной серы  $\delta^{34}S = -22 \dots +2\%$ , связанных с образованием сульфидов бактериальной сульфат-редукцией (БСР). В отличие от них основная группа месторождений  $MVT$  характеризуется положительными величинами  $\delta^{34}S \sim 0 \dots +20\%$  сульфидов (Leach et al., 2010), обусловленными термохимической сульфат-редукцией (ТСР). Вообще говоря, вопросы типизации полиметаллических месторождений в карбонатных толщах и наличие нестандартных, переходных типов отмечены давно. Например, В. Линдгрэн в своем знаменитом учебнике по полезным ископаемым, говоря о типизации, писал: “Проблема еще не решена, но, глядя за пределы противоречий, мы не можем отрицать, что во многих странах появляются переходные типы, которые, по-видимому, связывают эти отдельные, казалось бы, немагматические месторождения с месторождениями магматических обстановок” (Lindgren, 1933, p. 443). В целом отличия от свинцово-цинковых месторождений в терригенных толщах для ряда объектов  $MV$ -типа незначительны, тем более что нередко объекты  $SEDEX$  и  $MVT$  пространственно ассоциируют (фиг. 10).



**Фиг. 10.** Схематическая позиция полиметаллических месторождений, принадлежащих к рассматриваемым в работе трем семействам и отвечающих островодужным и окраинно-континентальным режимам.

1 – базальты океанической коры; 2 – ультрабазиты и др. породы литосферной мантии; 3 – зоны частичного плавления литосферной мантии; 4 – габброиды, амфиболиты, гранулиты низов коры; 5 – области генерации глубинных флюидов, связанной с дегидратацией, декарбонатизацией пород океанической плиты; 6 – долериты, базальты; 7 – риолит-базальтовая ассоциация; 8 – преобладающие риолиты, дациты; 9 – известняки; 10 – пески (и др. терригенные породы); 11 – аккреционная призма (глубоководные осадки); 12 – морские бассейны; 13, 14 – сульфидные скопления: 13 – VMS типа, 14 – SEDEX и MV-типа; 15 – высокотемпературные флюиды; 16 – разрывные нарушения.

Месторождения SEDEX и MV-типа характерны для крупных конседиментационных прогибов континентальных окраин (пассивных, изредка – активных) и для внутриконтинентальных рифтогенных депрессий. Основными общими чертами, характерными для месторождений SEDEX и MV-типа, являются (см. табл. 3):

(1) локализация в мощных осадочных (терригенных/карбонатных) толщах; (2) амагматические обстановки (горизонты вулканитов и субвулканические тела редки); (3) преобладающий стратиформный, субпластовый характер рудных залежей; (4) резкое доминирование в минеральном составе сульфидов.

Важно, что для полиметаллических месторождений в осадочных толщах (и MVT, и SEDEX) обоснована их парагенетическая связь с нефтегазоносными осадочными бассейнами (Попов, Гусева, 1964; Anderson, 1978; Rickard et al., 1979; Svejnsky, 1984; Pavlov et al., 1988, 1991; Парагenezis ..., 1990; Fontboté, Boni, 1994). Предполагается участие нефтяных вод в процессах мобилизации, переноса и отложения рудного вещества рассматриваемых месторождений. Во многих случаях свинцово-цинковые месторождения и MV-, и

SEDEX-типа приурочены к нефтегазоносным бассейнам, преимущественно локализуясь на их периферии (Anderson, Macqueen, 1982; Pavlov et al., 1988), и связаны с деятельностью высокосолёных подземных вод, по сути нагретых металлоносных рассолов (напр., Cooke et al., 2000; Wilkinson, 2014) – с участием катагенных (элизонных) вод. Таким образом, выделены два основных источника флюидов: седиментогенная (захороненная) морская вода (как правило, высокосолёная, эвапоритового происхождения) и катагенная вода (возникшая в результате дегидратации глинистых минералов).

В серии работ Д.И. Павлова, Д.И. Горжевского, А.А. Карцева (Pavlov et al., 1988; Парагenezis ..., 1990; Павлов, Карцев, 1995) показана значимость для рудообразования восходящей разгрузки подземных вод нефтегазоносных бассейнов. Это, в свою очередь, определяет большое значение факторов, влияющих на генерацию напороповышающей катагенной составляющей таких вод (Карцев и др., 1986). Не менее важны гидрогеохимические факторы, обуславливающие повышающие металлоконирующие свойства вод таких бассейнов. Одним из ключевых является сейсмоструктурный режим, т.к. при совместном дей-

ствии тектонического и сейсмического факторов происходит скачкообразный рост скорости латеральной миграции флюидов на несколько порядков (Черский и др., 1985). При этом даже при сравнительно малой длительности эпизодов активизации термодегидратационных систем относительный вклад этих периодов в процессы отделения и миграции подземных вод (а вместе с тем и возможного рудонакопления) является определяющим (Pavlov et al., 1991; Павлов, Карцев, 1995).

Другим важнейшим фактором при катагенезе является геотермический режим района и мощность перекрывающих толщ. В бассейнах Восточно-Европейской и Сибирской платформ с венда до начала среднего палеозоя геотермический градиент составлял  $5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ , а местами на Сибирской платформе – до  $7^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ; еще выше он был в сопредельных складчатых прогибах с интенсивным кондуктивным геотермическим режимом (Баженова, 2008). Водопродуцирующие катагенные процессы становятся значимыми, начиная с температур  $\sim 80^{\circ}\text{C}$  (Парагенез ..., 1990; Павлов, Карцев, 1995). При величине  $5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  достаточная для термодегидратации глубина погружения будет лишь 1.5 км, а максимальной величины она достигнет уже на 2.5–3 км. Важным является литолого-фациальный состав осадочного разреза бассейнов. Благоприятными являются: высокая доля глинистой составляющей, обогащенность рассеянным органическим веществом (Peter et al., 2022), наличие горизонтов эвапоритов, особенно галита и ангидрита. Карбонатная составляющая осадочных серий, зачастую преобладающая в них, сама по себе – тоже положительный фактор, т.к. при растворении карбонатов возникают гидрокарбонатные воды, способные к экстракции и переносу многих металлов, особенно в сочетании с хлоридными водами (Парагенез ..., 1990).

Преобладание хлора в экзогенно-гидротермальных растворах определяет важную роль в транспорте металлов хлор-комплексов, хотя не исключает заметную роль сульфидных, гидрокарбонатных и металлоорганических комплексных соединений. Осаждение сульфидов обычно связано с гидротермально-осадочными (особенно в месторождениях SEDEX) и метасоматическими (в MV-типе) процессами. При реализации как гидротермально-осадочного, так и эпигенетического механизма осаждение сульфидов осуществляется в участках резкой литолого-фациальной смены при изменении режима кислотности-щелочности и значений окислительно-восстановительного потенциала (pH и Eh) в системе “гидротермальный раствор–морская вода” и “гидротермальный раствор–осадок”. Оценки температурных условий рудоотложения обычно лежат в пределах  $50\text{--}200^{\circ}\text{C}$ , в крайне редких случаях они выше (до  $360^{\circ}\text{C}$ ).

Для образования месторождений типа SEDEX в субмаринных условиях предполагается, что важной предпосылкой является наличие стратифицированной толщи воды с сероводородными (эвксиническими) и бескислородными (аноксическими) придонными водами. Такие условия с наибольшей вероятностью создают слабопроточные, относительно стабильные внутрикратонные или окраинно-континентальные бассейны (Goodfellow, 1987; Fontboté, Boni, 1994).

Для формирования рудных объектов и SEDEX, и MV-типа к благоприятным условиям глобального характера относятся периоды в истории развития мирового океана с повышенной его температурой, а также с более широким распространением в нем явлений эвксинии и аноксии. Концентрация сульфата в целом по сравнению с протерозоем была в фанерозойском океане выше, что способствовало расширению накопления эвапоритов, наличие которых обеспечивает особо благоприятные условия для образования месторождений MVT. В то же время основным фактором, влияющим на распределение месторождений MVT во времени, скорее является тектоническая ремобилизация богатой сульфатами концентрированной морской воды, а не сам высокий фон содержания сульфата в океане (Farquhar et al., 2010; ср., Leach et al., 2010). С другой стороны, общее ослабление осадочного сульфидонакопления в палеозое могло быть обусловлено тем, что вода была в большей степени насыщена кислородом, что препятствовало созданию обогащенных сульфид-ионом условий в отложениях и в глубоких частях осадочных бассейнов. Образование в палеозое крупных, хотя и не таких гигантских, как в среднем протерозое, полиметаллических месторождений SEDEX-типа предполагает развитие эвксинических условий в определенных бассейнах (Goodfellow, Lydon, 2007).

#### *Представления о генезисе Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения*

Генезис Озерного месторождения и время его формирования до сих пор остаются дискуссионными (Дистанов и др., 1972; Дистанов, 1977; Васильев, 1977; Царев, 1983; Царев, Фирсов, 1988; Ковалев, Бусленко, 1992; Гордиенко, Нефедьев, 2015; Государственная..., 2016 и др.). Среди точек зрения на происхождение руд преобладают две: вулканогенно-осадочная и гидротермально-метасоматическая. Большинство, начиная с его первых исследователей, традиционно рассматривают Озерное месторождение в качестве типичного гидротермально-осадочного. К выводу о сингенетическом рудообразовании пришли В.С. Кормилицын (1966), Р.С. Тарасова и др. (1972), Э.Г. Дистанов и К.Р. Ковалев (Дистанов и др., 1972; Дистанов, Ковалев, 1975; Дистанов, 1977; Ковалев,

Бусленко, 1992), И.Л. Васильев (1977) и некоторые другие. Выделены несколько этапов формирования руд: 1) вулканогенно-осадочная седиментация и отложение основной массы свинцово-цинковых колчеданных и подчиненных железо-оксидных руд; 2) гидротермально-метасоматическое образование сидеритов и пластовых барит-полиметаллических руд; 3) позднегидротермальный этап — образование маломощных кварц-кальцитовых прожилков, секущих все более ранние образования; 4) формирование коры выветривания по колчеданно-полиметаллическим, сидеритовым и магнетитовым рудам.

Накопление рудоносной толщи объясняется совокупностью процессов вулканизма, вулканогенно-осадочной и осадочной седиментации, рифообразования и гидротермально-осадочного рудоотложения (ср., Васильев, 1977). Ведущим процессом, который определил характер раннекембрийского осадконакопления и гидротермально-осадочного рудообразования, считается циклическая вулканическая деятельность: рудоносные растворы поступали в зону осадконакопления пульсационно и привносились совместно с тефровым материалом. В гидротермально-осадочном рудообразовании реконструируется две стадии (Дистанов, 1972). Гидротермально-осадочный рудный процесс связывается с развитием конседиментационных впадин на периферии вулкано-купольной структуры (Васильев, 1977), а источник флюида — с деятельностью подводных гидротермальных источников, связанной с кембрийским андезит-дацитовым вулканизмом (Дистанов, 1983).

Сторонники *гидротермально-метасоматического генезиса* связывают происхождение Озерного месторождения с процессами, значительно оторванными от этапа седиментации (Царев, 1978; Феофилактов и др., 1985; Царев, Фирсов, 1988), по сути эпигенетическими. Авторы считают, что при заметном разнообразии метасоматитов и большой длительности геологического развития месторождение представляет собой объект одноактного рудообразующего процесса, действовавшего в период тектономагматической активизации в позднепалеозойское или мезозойское время. Все типы руд рассматриваются как разные метасоматические фации единой гидротермальной системы. Главными путями фильтрации гидротермальных флюидов явились разломы северо-восточного простирания, отчасти заполненные линейными телами порфирировых пород, которые также оказывали экранирующее воздействие на оруденение (Царев, Фирсов, 1988). Формирование метасоматитов шло от самых высоких температур (вплоть до магматического замещения) до довольно низких (аргиллизация интрузивных и пирокластических пород). Агрегаты пирита, преобладающего по объему минерала руд

месторождения, замещаая при метасоматозе различные геологические тела, наследуют структурно-текстурные элементы протолита: слоев осадочных горных пород, крупнообломочный и пятнистый характер различного рода брекчий, линзовидную полосчатость зон рассланцевания и т.п.

При фильтрации растворов через трещины и поры в горной породе пирит часто образует тонкие перемежающиеся слои с текстурой, сходной с текстурой тонкослоистых осадочных пород, а полосчатость, возникающая при метасоматических процессах, почти точно воспроизводит градиционную, ритмичную слоистость осадочных пород, как это было убедительно показано исследователями процессов сульфидного рудообразования: Н.В. Петровской, М.Б. Бородаевской, Г.Н. Пшеничным, Ф.Н. Шаховым, П.Я. Ярошем, Ф.П. Буслаевым и мн. др. (Шадлун, 1950; Петровская, 1959, 1961; Шахов, 1961; Добровольская, Шадлун, 1974; Пшеничный, 1984; Ярош, Буслаев, 1985 и др.). В связи с этим многие полосчатые медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические руды, сформировавшиеся при участии метасоматических (или, в других случаях, динамометаморфических) процессов, упрощенно воспринимаются как заведомо седиментационные, кластогенно-осадочные образования. При этом и те, и другие (метасоматические и обычно подчиненные им осадочные) колчеданные залежи возникли на дне или вблизи дна морских бассейнов в результате гидротермальных процессов, связанных с подводным вулканизмом (см. обсуждение в работе Викентьев, 2004). Ясно, что для заключения об осадочной природе рудных тел недостаточно того, что они согласны напластованию вмещающих пород, а их текстуры — сходны со слоистостью. Многие признаки происхождения руд оказываются конвергентными: наличие обломковидных обособлений колчеданных руд в перекрывающих рудные тела вулканогенно-осадочных отложениях, существенно двухкомпонентный состав руд, близкая степень метаморфизма руд и вмещающих пород, полосчатые (“слоистые”) текстуры руд, присутствующие в силикатных и карбонатных породах прослои и линзы колчеданного (в основном пирит) и полиметаллического (сфалерит + галенит ± халькопирит) состава. К слову, в рудах Озерного месторождения сторонники гидротермально-осадочной концепции отмечали широкое развитие, наряду с седиментационными, унаследованно-полосчатых и иных реликтовых текстур (Дистанов, Ковалев, 1975).

Рудные брекчии Озерного месторождения с туфотерригенным цементом и хаотическим распределением крупных обломков, типа мегабрекчий, трактуются в основном как обвальное-оползневые, т.е. гравитационного генезиса. В некоторых работах колчеданные брекчиевидные руды

относятся к подводно-морским метасоматическим, сформированным “одновременно с накоплением вмещающих толщ” (Васильев, 1977). Не исключено, что брекчиевые и брекчиевидные колчеданные руды, слагающие не только согласные, но и секущие тела (Царев, Фирсов, 1988), возникли при эпигенетических, например, эксплозивных гидротермальных процессах.

По мнению В.С. Платова с соавторами (Государственная ..., 2016), рудные объекты Озернинского рудного узла по генетическому типу относятся к гидротермальным постмагматическим плутоногенным или даже скарновым. Предполагается, что Озернинский рудный узел представляет собой крупную структуру “типа несогласия”, сформированную в позднем палеозое и приуроченную к зоне структурно-стратиграфического несогласия между образованиями олдындинской и тамирской свит (Государственная..., 2016). Рудовмещающими являются в основном отложения олдындинской свиты нижнего кембрия, в меньшей степени – вулканогенно-осадочные девонско-нижнекаменноугольные и вулканогенные верхнекаменноугольно-нижнепермские отложения.

Татаринов А.В. в своей неопубликованной работе 2015 г. рассматривает структуру Озерного рудного поля как фрагмент зоны тектонического меланжа, а само месторождение считает продуктом метаморфической *мобилизации* ( $C_1$ , ~330 млн лет) химических элементов из нижекембрийских рифовых углеродистых известняков (Pb, Zn, Cd) и щелочных вулканитов (Fe, Au, Ag, частично Pb и Zn), а также metabазитов венд-рифейского зеленокаменного пояса (Fe, Mn, Zn, Pb, Au, Ag, и др.). Последующий динамометаморфизм ( $P_1$ , ~286 млн лет) вызвал *регенерацию* руд первого этапа и образование золотоносной, иногда с ураном, кварц-сульфидной и пиритовой минерализации; на этом этапе сформировались мелкие рудные скопления, локализованные в крутопадающих сдвигах. Таким образом, намечена еще одна, тектонометаморфическая, модель рудообразования.

По *изотопному составу серы* сульфидов района Озерного месторождения выделяется две группы руд. Первая, численно преобладающая, имеет околонулевые значения  $\delta^{34}S$  (Ковалев и др., 1990, 1998). Это сульфиды из руд Северо-Магнетитового, Звездного, Васильевского месторождений и второго и третьего рудоносных горизонтов Озерного месторождения, представленного сульфидными рудами, ассоциирующими с карбонатно-кремнисто-гематит-магнетитовыми рудами. Вторая группа имеет относительно утяжеленный состав, среднее значение  $\delta^{34}S \sim +13.6\%$ . Такой состав имеют слоисто-полосчатые руды Озерного и Ульзутуйского месторождений. Причем анализ всех 12 гори-

зонтов Озерного месторождения не выявил значимых вариаций в изотопном составе серы. Сфалеритовые прослои немного обогащены тяжелым изотопом  $^{34}S$  по сравнению с пиритовыми, что обусловлено, по-видимому, фракционированием изотопов серы между пиритом и сфалеритом. На основании изучения изотопов серы сделан вывод о том, что околонулевые значения изотопного состава серы отвечают вулканогенному малоуглубинному источнику, тогда как изотопно-тяжелый состав серы из слоистых руд формировался за счет поступления гидротермальных растворов с  $H_2S$ , восстановленным за счет серы морского сульфата (Ковалев и др., 1990). На ранних этапах субмаринного рудоотложения преобладала магматическая сера, позднее ее источником, скорее всего, были сульфаты морской воды, восстановленные биогенным (БСР) или абиогенным (ТСР) путем в полуизолированных впадинах океанического дна и вовлеченные в гидротермальную систему. При различных метаморфических процессах, в зависимости от их масштабности, чаще происходит гомогенизация изотопного состава сульфидов первичных гидротермальных осадочных и метасоматических руд, иногда – с утяжелением изотопного состава; реже наблюдается его гетерогенизация (Ковалев и др., 1998). Источниками серы для руд поздних этапов минералообразования, скорее всего, были сульфиды упомянутых двух групп гидротермальных сингенетических руд – с составом серы, близким к метеоритному, или, с другой стороны, изотопно-тяжелым.

*Изотопный состав углерода карбонатов* руд и пород Озерного месторождения варьирует в пределах  $\delta^{13}C = -3.5...+2.1\%$ , а кислорода  $\delta^{18}O = +13...+22\%$ , чаще  $\sim +16...+20\%$  (Ковалев и др., 2005). Это указывает на единый источник углерода и кислорода как для карбонатов гидротермально-осадочных руд, так и известняков рудовмещающего разреза. Изотопный состав углерода отвечает составу морских карбонатов кембрийского времени, а роль органического углерода – незначительна. Установлена зависимость изотопного состава углерода и кислорода от концентрации марганца в железо-магнезиальных карбонатах: с ростом в них  $C_{Mn}$  значения  $\delta^{18}O$  растут, а  $\delta^{13}C$  – уменьшаются. Изотопный состав углерода и кислорода “утяжеляется” вверх по разрезу.

На *возраст формирования месторождения* существуют разные взгляды, в зависимости от представлений о его генезисе. Большинство исследователей время формирования месторождения считает раннекембрийским (Васильев, 1977; Дистанов, 1972; Гордиенко, Нефедьев, 2015 и др.). По мнению В.С. Платова с соавторами, рудные объекты Озернинского рудного узла увязываются с позднепалеозойским магматизмом, представ-

ленным бичурским габбро-монзонит-гранитовым комплексом, входящим в состав Ангаро-Витимского батолита (Государственная..., 2016). Руды Озерного месторождения рассматриваются как молодые и другими авторами: раннекаменноугольными, регенерированными в раннепермское время (по А.В. Татаринovu) или мезозойскими (Царев, Фирсов, 1988). В связи с последними находками в рудовмещающих породах Озерного месторождения комплексов нижнекаменноугольной фауны и палинофлоры (Минина и др., 2022), остро стоит вопрос о возможном пересмотре возраста оруденения.

#### *Типы месторождений Озернинского рудного узла и нерешенные проблемы*

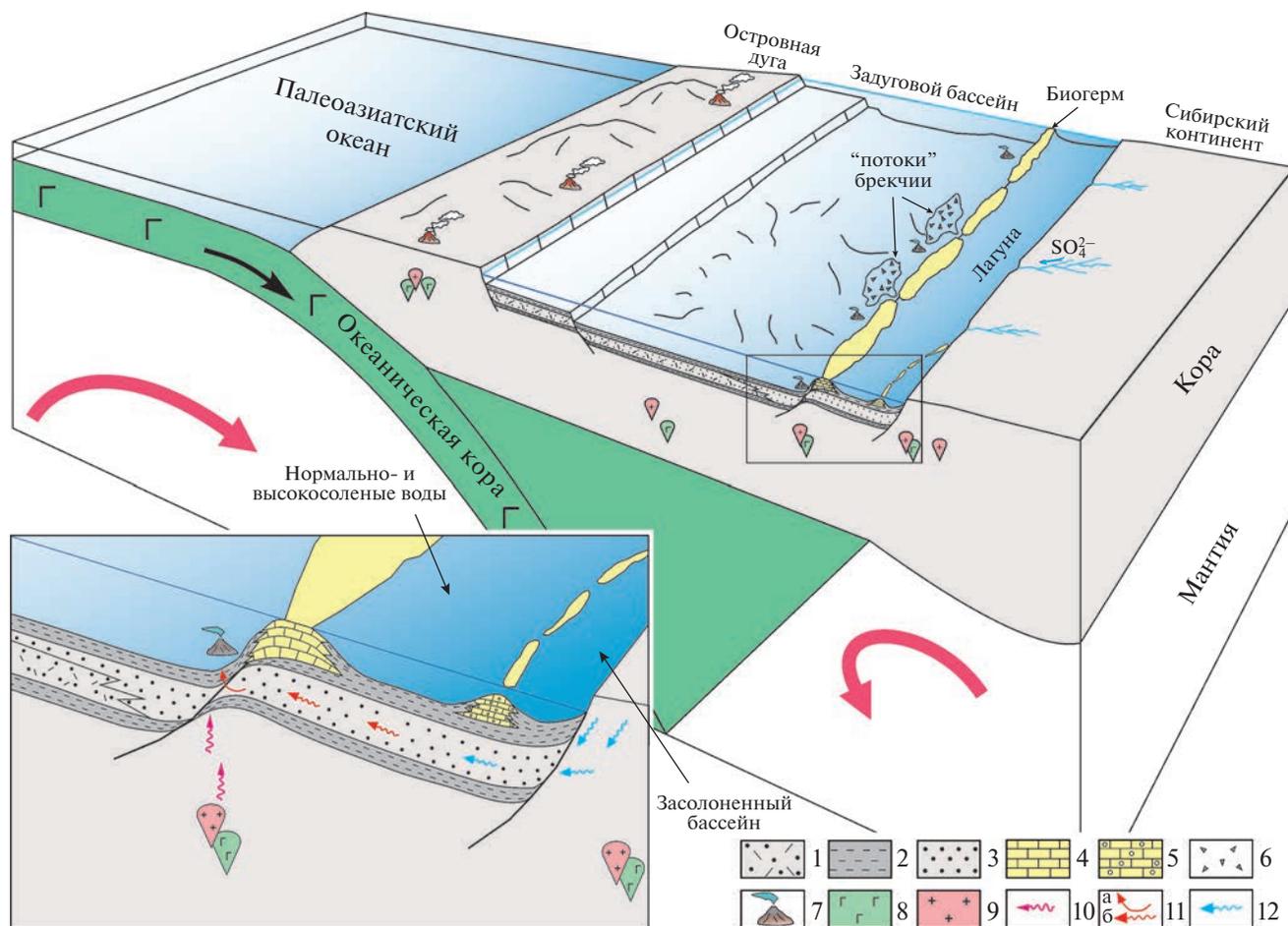
В пределах Озернинского полиметаллического рудного узла сосредоточено достаточно большое количество месторождений (более 20), однако не все они являются собственно свинцово-цинковыми (Гордиенко, Нефедьев, 2015). К Pb–Zn относятся: крупнейший объект рудного узла – Озерное месторождение, его ближайший аналог – Ульзутуйское, а также Назаровское золото-полиметаллическое, однако в последнем случае считается, что первичные гидротермально-осадочные полиметаллические руды подверглись эпигенетическим изменениям (скарнированию и др.), что привело к их повышенной золотоносности (Ковалев и др., 2003). Остальные объекты рудного узла представлены преимущественно железзакисными (магнетитовыми, часто с примесью гематита) месторождениями (Туркульское, Звездное и др.), причем магнетитовые руды содержат разные попутные полезные компоненты – бор (месторождение Солонго), фосфор и РЗЭ (месторождения Гурвунурское и Северо-Гурвунурское), марганец (месторождение Октябрьское), медь, барий (Гундуйское, Аришинское и др.). Кроме того, известны проявления вольфрам-молибденовой, золото-сульфидной и золото-кварцевой минерализации. В целом месторождения и рудопроявления Озернинского рудного узла можно отнести к пяти рудным формациям: медноколчеданно-полиметаллической, известковых и магнезиальных скарнов, вольфрам-молибденовой грейзеновой, редкоземельно-апатит-магнетитовой, золото-сульфидно-кварцевой (Гордиенко, Нефедьев, 2015). Широко распространены золотоносные россыпи, в одной из которых обнаружены золото-браннеритовые самородки (золото-урановая формация) (Миронов и др., 2008); также развиты золотоносные коры выветривания.

Очевидно, что происхождение такого разнообразия типов минерализации не могло быть

одноактным. Скорее всего, формирование Озернинского рудного узла, как и в целом Еравнинского рудного района – это результат длительного, многоэтапного развития серии магматогенных процессов. Но проблема возрастных взаимоотношений разных типов оруденения не решена. Имеющиеся к настоящему времени изотопные датировки пород единичны. Есть дискуссионные моменты как по вопросам стратиграфии региона, так и магматизма. Нет единства мнений в отношении возрастной принадлежности рудовмещающей олдындинской свиты и ее положения в общей схеме стратиграфии рассматриваемого региона. Ранее все карбонатные и вулканогенно-осадочные отложения, развитые в Озернинском рудном узле, считались кембрийскими (Тарасова и др., 1969, 1972; Ковалев, Бусленко, 1992 и др.), но в последних публикациях (Гордиенко и др., 2010; Ружнецев и др., 2010, 2012; Минина и др., 2016) из состава кембрийской олдындинской свиты исключены и переведены в средне- и верхнепалеозойские озернинская, еравнинская, кыджимитская и ульзутуйская толщи, сурхэбтинская свита соответственно. Магматические породы рудного узла слабо изучены современными геохронологическими методами, а датировки руд практически отсутствуют, за исключением одного определения возраста ( $422 \pm 20$  млн лет (поздний силур), U–Pb метод) по апатиту Северо-Гурвунурского апатит-магнетитового месторождения (Рипп и др., 2017).

Генезис собственно полиметаллических (свинцово-цинковых) месторождений также неоднозначен. Главенствующая точка зрения на происхождение крупнейшего Озерного месторождения – гидротермально-осадочная (Тарасова и др., 1969, 1972; Дистанов и др., 1972; Ковалев, Бусленко, 1992 и др.), хотя существуют и альтернативные точки зрения, рассмотренные выше. В то же время в пределах Еравнинского рудного района известны свинцово-цинковые месторождения, которые с большой долей вероятности могут быть отнесены к гидротермально-метасоматическим: MVT или приаргунскому типу – Хортякское и скарновому или типу CRD – Доватка. Однако сведения об этих месторождениях в опубликованной литературе практически отсутствуют.

Хортякское месторождение расположено в пределах соседнего с Озернинским Кыджимитского рудного узла. Месторождение залегает в той же олдындинской свите, которая вмещает и Озерное месторождение, однако руды в данном случае представляют собой серию жильных сфалерит-галенит-кварцевых тел, секущих вмещающие карбонатно-вулканогенно-терригенные отложения. Стоит заметить, что и здесь, в Кыдзы-



**Фиг. 11.** Палеорекострукция условий седиментации и рудоотложения при образовании гидротермально-осадочных руд Озерного месторождения (на врезке – увеличенный фрагмент модели).

1 – тephра, туфы, туффиты; 2 – глины; 3 – пески и др. терригенные осадки; 4 – биогермные известняки; 5 – оолитовые известняки; 6 – известняковые брекчии; 7 – гидротермальный источник; 8, 9 – очаги магм: 8 – основного состава, 9 – кислого состава; 10 – магматический флюид; 11 – высокосолёный высокометаллоносный флюид; 11а – латеральный поток; 12 – низкосолёные подземные воды.

митском рудном узле, из состава олдындинской свиты выделены средне-верхнепалеозойские отложения (Руженцев и др., 2012). Также следует подчеркнуть, что вблизи Хортякского свинцово-цинкового месторождения в пределах Кыджымитского рудного узла известны рудопроявления олова (Кыджымитское) и золота.

Месторождение Доватка расположено в 90 км западнее Озерного месторождения, в пределах Мылдыгенского рудного узла. Рудные тела месторождения представляют собой линзовидные тела магнетитовых руд, содержащие гнездовые выделения галенит-сфалеритовых агрегатов. Рудные тела ассоциируют с эпидот-пироксен-гранатовыми скарнами, развитыми в мраморизованных известняках в экзоконтактовых частях гранитоидов и монцонит-диоритовых пород. И Кыджымитский, и Мылдыгенский рудные узлы

характеризуются широким развитием россыпных месторождений золота.

*Модель формирования Озерного месторождения*

Описываемое Озерное месторождение – это, вероятно, единственный на планете полиметаллический гигант, который может быть уверенно охарактеризован по совокупности признаков как VMS = SEDEX = MVT. В литературе оно классифицируется и как колчеданный (VMS), и как SEDEX тип. Здесь широко развиты известняки, а также представляющие самостоятельный тип руд известняковые брекчии с сульфидным цементом; отработка этого типа руд идет отдельно от других (богатых и рядовых сульфидных, сидеритовых), а его переработка, которая начнется в конце 2022 с пуском обогатительной фабрики, будет идти отдельно от прочих типов руд. Из других признаков

MV-типа на Озерном месторождении упомянем стратиформный характер рудных залежей (см. фиг. 5) и наличие крупного пика в области положительных ( $\sim +14\%$ ) значений  $\delta^{34}\text{S}$ . Из признаков, сближающих месторождение с колчеданным (VMS) типом, можно привести: приуроченность к осадочно-вулканогенной толще, преобладание пирита в составе руд, широкое развитие барита, преобладание околонулевых значений  $\delta^{34}\text{S}$ . Типу SEDEX отвечают пластовый многослойный характер развития руд, их широко распространенные слоистые текстуры, обилие в рудах пирита и, подчас, барита.

Согласно вулканогенно-осадочной модели, образование сульфидных залежей месторождения шло в основном в области покрытого терригенными и карбонатными осадками дна океанического палеобассейна в периоды спада вулканической активности. Рудообразующие флюиды были умереннокислыми постмагматическими (с преобладанием серы с мантийными изотопными метками), вероятно при подчиненной роли захороненных рассолов и циркулирующей в осадках одновозрастной морской воды. Локализация руд контролировалась локальными палеодепрессивными структурами, осложняющими палеовулканические пояса. Глубины океанического бассейна, согласно палеогеографическим данным и фаціальным особенностям осадочных пород, составляли до 1.5–2 км. Просачивающаяся через осадки и нагретая высокосоленная вода выщелачивала металлы из больших объемов пород и затем переотлагала их – исходя из самых общих оценок – при  $T = 350\text{--}200^\circ\text{C}$ ,  $P = 0.5\text{--}0.2$  кбар вместе с химическими элементами ювенильной природы (Fe, Zn, Pb, Cu, Au, Te, Bi, Hg, Ba, F). Отложение сульфидов шло из изливающихся на дно морского бассейна флюидов и ниже него, в толще осадков, в виде агрегатов, в основном сложенных тонкозернистыми минералами Fe, Zn, Pb ( $\pm\text{Cu}$ ). Основными факторами отложения сульфидов из гидротермального флюида были падение температуры, увеличение рН и  $f\text{O}_2$  – при его смешении с океанической водой, а также в результате реакций с карбонатными породами или при вскипании рудообразующего раствора в результате подъема к морскому дну (фиг. 11).

По всей вероятности, после отложения первичных гидротермально-осадочных колчеданных (существенно пиритовых и сфалерит-пиритовых) и железо-оксидных руд наступил этап регенерации сингенетических сульфидных скоплений поздними гидротермальными растворами: залежи стали более компактными, а состав руд – более полиметаллическим. Заметная доля сульфидов Fe, Zn, Pb была переотложена в известняковые брекчии, где сульфиды в основном слагают цемент.

На метаморфическом этапе, скорее всего обусловленном раннепермским орогенезом структур Центрально-Азиатского складчатого пояса, руды, особенно в юго-восточном крыле Озернинско-Васильевской грабен-синклинали, были перекристаллизованы; в рудах и минерализованных породах образовались порфиробласты пирита и подчиненного ему арсенопирита; местами сформировались сплошные пирротиновые и пирротин-магнетитовые руды линзовидно-полосчатого, гнейсовидного строения; в рудах появилось заметное число относительно крупных (до  $1 \times 0.2$  мм) псевдоромбических и пластинчатых метакристаллов арсенопирита. По всей видимости, на метаморфическом этапе образовались серии тяготеющих к зонам рассланцевания жил кварц-карбонат-полиметаллического состава с крупнозернистыми сфалеритом, галенитом и халькопиритом.

Наряду с общим прогрессом в наших знаниях, в то же время в отношении и Озерного месторождения, и других проявлений Еравнинского рудного района остается дискуссионным/недоизученным ряд моментов.

1. Неполная определенность в генезисе крупнейшего Озерного свинцово-цинкового месторождения, в частности неизвестны объемные соотношения первичных и “регенерированных” руд;

2. Неясны факторы, контролировавшие образование разных, зачастую контрастных типов свинцово-цинковых месторождений, развитых в пределах рассматриваемого рудного района, более того, в поле развития одной и той же – олдындинской свиты (например, Озернинского рудного узла, с одной стороны, и Кыджымитского, с другой), а также неясно происхождение разных типов минерализации в пределах отдельно взятых рудных узлов;

4. Отсутствуют достоверные данные о РТХ-условиях и механизмах рудообразования;

5. Не разработана схема эволюции процессов рудообразования в пределах Озернинского рудного узла; требуется датирование этапов формирования, а также выяснение пространственных и временных соотношений образования и эпигенетического преобразования полиметаллических руд;

6. Не проводился анализ золотоносности месторождений Озернинского рудного узла; кроме того, требуется оценка содержаний в рудах других полезных компонентов, прежде всего стратегических/высокотехнологичных металлов.

7. Не решена проблема стратиграфической принадлежности и возраста осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований, относимых к олдындинской свите, ее объема.

8. Существуют разные, достаточно противоречивые, концепции геологического развития Еравнинского района Удино-Витимской зоны в палеозое.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Генезис связанных с базальтоидными формациями колчеданных месторождений (VMS) и практически амагматогенных месторождений SEDEX- и MV-типов – сложный и во многом дискуссионный. В целом рассматриваемые как сингенетические и формирующиеся на морском дне (VMS и SEDEX) и, хотя и эпигенетические, но низкотемпературные (MVT), они демонстрируют широкий спектр признаков, и отличающих, и сближающих эти семейства. Это относится и к выделяемым в их пределах типам и подтипам полиметаллических месторождений. При ближайшем рассмотрении, т.е. при росте детальности и комплексности исследований, считающиеся сингенетическими рудные залежи зачастую обнаруживают все более разнообразные признаки участия эпигенетического минералообразования, связанные с поздними гидротермальными событиями, метаморфизмом и др.

Колчеданные месторождения (VMS) – преимущественно синвулканические с преобладающим субсогласным развитием оруденения. Причем связаны они с широким спектром вулканических формаций – недифференцированной базальтовой, бимодальной риолит-базальтовой (реже базальт-риолитовой), полно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой, которые отвечают разной геодинамической позиции месторождений. Для двух других семейств более характерны амагматические режимы формирования: месторождения SEDEX – это, прежде всего, стратиформные, скорее сингенетические сульфидные залежи в существенно терригенных (кластогенных) сериях. MV-тип – преимущественно эпигенетические тела Pb–Zn руд, с резким преобладанием карбонатных отложений во вмещающих толщах. В общем и целом, вклад вулканизма и температура минералообразования в ряду VMS → SEDEX → MVT снижаются, а соленость гидротермальных флюидов растет.

Нестандартность Озерного месторождения – прежде всего в его выдающихся запасах, но при этом оно промежуточное между всеми тремя семействами SEDEX, VMS и MVT, с многими чертами, присущими всем трем. И таких крупных месторождений с “промежуточными” характеристиками SEDEX/VMS/MVT больше на планете неизвестно. Таким образом, нами впервые обосновано, что Озерное месторождение относится к редкому “переходному” типу.

Основной гипотезой формирования Озерного месторождения остается гидротермально-осадочная, но наличие продуктов эпигенеза, в том числе широкое развитие жильно-штокверковых руд, наличие сульфидных кайм вокруг обломков известняков, пересечения сульфидными “слоиками” кварцевых прожилков и др. указывают на участие в рудообразовании эпигенетических гидротермально-метасоматических процессов. По-видимому, на Озерном месторождении последовательно реализованы две модели – гидротермально-осадочная и метасоматическая, то есть первичные гидротермально-осадочные руды были переотложены поздними гидротермальными растворами. К позднему метаморфическому этапу относятся перекристаллизация руд; образование порфиробластов пирита; формирование сплошных пирротиновых и пирротин-магнетитовых руд линзовидно-полосчатого, гнейсовидного строения; новообразование в колчеданно-полиметаллических рудах метакристаллов арсенопирита. Не исключено, что именно с метаморфизмом связано образование жил кварц-карбонат-полиметаллического состава с крупнозернистыми сфалеритом, галенитом и халькопиритом, поскольку эти жилы тяготеют к зонам расщелачивания.

Наша рабочая модель (см. фиг. 11) для Озерного месторождения предполагает, что образование сульфидных тел шло в основном в области покрытого терригенными и карбонатными осадками дна окраинно-океанического палеобассейна в периоды спада вулканической активности. Данные по изотопному составу серы (преобладание  $\delta^{34}\text{S} \sim 0 \pm 3\%$ ) указывают на важную роль генерируемых в мантии магм как поставщика рудообразующих флюидов; видимо определенную роль играла захороненная или циркулирующая в осадках одновозрастная морская вода, которая могла быть дополнительным источником серы в рудообразующей системе (это объясняет наличие второго пика в области изотопных составов  $\delta^{34}\text{S} \sim +14\%$ ).

Размещение руд контролировалось в основном локальными палеодепрессионными структурами. Просачивающаяся вода выщелачивала металлы из больших объемов пород и затем переотлагала их вместе элементами, имевшими ювенильный источник (Fe, Zn, Pb, Cu, Au, Te, Bi, Hg, Ba, F) в виде агрегатов мелкозернистых сульфидов Fe, Zn, Pb ( $\pm$ Cu). Таким образом, основным источником гидротермального флюида мы считаем океаническую воду (частично – постмагматические растворы), а металлов – магматический очаг, а также подстилающие дно осадки  $\pm$  вулканыты.

Отложение сульфидных руд шло из гидротермальных высокотемпературных умеренно кислых флюидов на океаническом дне и ниже, в толще

вулканитов и перекрывающих и фашиально сменяющих их осадков, вероятно, в основном при  $T = 350\text{--}200^\circ\text{C}$ ,  $P = 0.5\text{--}0.2$  кбар. Наиболее вероятными факторами выпадения сульфидов из гидротермального флюида были уменьшение температуры, увеличение рН и  $f\text{O}_2$  — при его смещении с океанической водой, а также в результате реакции с карбонатными породами или при вскипании рудообразующего раствора в результате подъема к морскому дну.

В то же время есть необходимость решить ряд проблемных вопросов происхождения этого месторождения — малое количество данных по физико-химическим условиям образования руд; неясности со стратиграфической принадлежностью вмещающих вулканогенно-осадочных и карбонатных пород и с возрастом магматических комплексов; отсутствие современных прецизионных изотопных и минералого-геохимических данных для руд и сопровождающих их метасоматитов; отсутствие геохронологических данных изотопного датирования руд; полное игнорирование предшествующими исследователями процессов пострудного динамометаморфизма и их влияния на руды.

Расшифровка механизмов рудообразования и его связей с хемогенным осадконакоплением на таком крупном и, очевидно, длительно формировавшемся гидротермально-осадочном месторождении, как Озерное, позволит получить важные свидетельства об обратных связях между круговоротом серы и крупномасштабными изменениями в химии мирового океана, обусловленными ее вековой эволюцией.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны Н.С. Бортникову за ценные замечания. Мы благодарим Е.В. Ковальчук (РСМА) и Л.А. Левицкую (СЭМ) за проведение аналитических процедур. Авторы выражают признательность Тюковой Е.Э. и Соболеву И.Д. за плодотворное участие в экспедиционных исследованиях. Мы благодарны руководству и геологической службе Озерной горнорудной компании за помощь во время полевых работ.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного Фонда № 22-17-00106. Полевые работы (финансирование поездки части сотрудников геологической экспедиции) проведены при поддержке базовой темы государственного задания ИГЕМ РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архангельская В.В., Вольфсон Ф.И. Геотектоническая позиция и систематика стратиформных свинцово-цинковых месторождений. М.: Наука, 1977.

Асаналиев У.А., Наркелюн Л.Ф., Попов В.В. Справочное пособие по стратиформным месторождениям. М.: Недра, 1990. 234 с.

Баженова Т.К. Проблема нефтегазоносности базальных горизонтов бассейнов древних платформ в аспекте их катагенетической эволюции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. (3). С. 1—21.

Байбатша А.Б., Антоненко А.А., Кулкашев Н.Т., Бекботаева А.А. О моделях образования и промышленных типах месторождений свинца и цинка Казахстана // Вестник КазНТУ. 2011. № 4(86). С. 12—19.

Богданович К.И. Рудные месторождения. Т. 1. СПб., 1912.

Бортников Н.С., Викентьев И.В. Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в Мировом океане // Геология руд. месторождений. 2005. № 1. С. 16—50.

Бортников Н.С., Волков А.В., Галямов А.Л., Викентьев И.В., Аристов В.В., Лаломов А.В., Мурашов К.Ю. Минеральные ресурсы высокотехнологичных металлов в России: состояние и перспективы развития // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 2. С. 97—119.

Брусницын А.И., Садыков С.А., Перова Е.Н., Верещин О.С. Генезис барит-галенитовых руд комплексного (Fe, Mn, Pb, BaSO<sub>4</sub>) месторождения Ушкатын-III, Центральный Казахстан: анализ геологических, минералогических и изотопных ( $\delta^{34}\text{S}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) данных // Геология руд. месторождений. 2022. Т. 64. № 3. С. 247—275.  
<https://doi.org/10.31857/S0016777022030029>

Бусленко А.И. Текстурно-структурные особенности и условия формирования руд Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения // Проблемы региональной геологии и петрологии Сибири и методы геохимических и геофизических исследований. Мат. конф. молодых ученых и асп. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1970, вып. 2.

Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 291 с.

Васильев И.Л. Геология Еравнинского рудного поля. Новосибирск: Наука, 1977. 126 с.

Викентьев И.В. Метаморфогенные структуры Тишинского месторождения (Рудный Алтай) // Геология руд. месторождений. 1987. № 1. С. 66—76.

Викентьев И.В., Бонатти Э., Пейве А.А. Рудная минерализация в нормальном разрезе океанической коры (разломная зона Вима,  $10^\circ 45'$  с.ш. САХ) // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 4. С. 500—503. [Vikent'ev I.V., Bonatti E., Peive A.A. Ore mineralization in the typical section of the oceanic crust, Vema Fracture Zone,  $10^\circ 45'$  N MAR. Doklady Earth Sciences. 2000. V. 375A. P. 1350-1353].

Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 340 с.

- Вольфсон Ф.И.* Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1953. 211 с.
- Вольфсон Ф.И.* Главнейшие типы свинцово-цинковых месторождений // Сов. геол. 1956. Вып. 53.
- Галямов А.Л., Волков А.В., Лобанов К.В.* Поисковая модель SEDEX-MVT месторождений арктической зоны // Арктика: экология и экономика. 2016. № 1. № 21. С. 46–55.
- Гаськов И.В.* Кызыл-Таштыгское месторождение в восточной Туве – эталон древнего вулканогенного образования колчеданно-полиметаллических руд // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 2. С. 175–193.
- Гордиенко И.В., Кузьмин М.И.* Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1545–1562.
- Гордиенко И.В., Нефедьев М.А.* Курбино-Еравнинский рудный район Западного Забайкалья: геолого-геофизическое строение, типы рудных месторождений, прогнозная оценка и перспективы освоения // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57. № 2. С. 114–124.
- Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Ветлужских Т.А.* История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.
- Горжевский Д.И.* Стратиформные месторождения цветных металлов (условия локализации и происхождение стратиформных месторождений свинца, цинка и меди) // Итоги науки и техники, сер. Рудные месторождения, Т. 12. М.: ВИНТИ, 1982. 168 с.
- Горжевский Д.И.* Геолого-генетические гипотезы происхождения колчеданных месторождений в вулканогенных формациях (на примере Рудного Алтая) // Руды и металлы. 1994. № 3–5. С. 4–9.
- Горжевский Д.И., Донец А.И., Конкин В.Д.* Физико-химические обстановки регенерации свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических руд // Руды и металлы. 1998. № 1. С. 47–61.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Баргузино-Витимская. Лист N-49-XXVIII (Гунда). Платов Е.В., Игнатов А.М., Патрахин Е.Г., Большакова Т.В., Минина О.Р., Ланцева В.С. Об. записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 208 с.
- Дергачев А.Л., Еремин Н.И.* Соотношение вулканогенного колчеданного и стратиформного свинцово-цинкового оруденения в истории Земли // Вестник МГУ. Сер. 4, геология. 2008. № 4. С. 26–34.
- Дистанов Э.Г.* Рудные формации колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972, вып. 143.
- Дистанов Э.Г.* Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 351 с.
- Дистанов Э.Г.* Колчеданно-полиметаллические месторождения Западного Забайкалья и Салаира // Колчеданные месторождения СССР. М.: Наука, 1983. С. 148–162.
- Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р.* Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1975. 172 с.
- Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Тарасова Р.С.* Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 1972. № 2. С. 3–22.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В.* Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 952–967.
- Добровольская М.Г., Шадлун Т.Н.* Минеральные ассоциации и условия формирования свинцово-цинковых руд. М.: Наука, 1974. 208 с.
- Еремин Н.И.* Типизация фанерозойских колчеданных месторождений // Доклады Академии Наук СССР. 1978. Т. 240. № 5. С. 1176–1179.
- Еремин Н.И.* Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. 256 с.
- Зайков В.В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданосных зон Урала и Сибири). М.: Наука, 2006. 428 с.
- Зиновьев С.В., Травин А.В.* К проблеме динамометаморфических преобразований пород и руд верхней части Риддер-Сокольного месторождения (Рудный Алтай) // Докл. РАН. 2012. Т. 444. № 5. С. 539–544.
- Зорин Ю.А., Скляр Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М.* Механизм развития системы островная дуга-задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее–раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 209–226.
- Карцев А.А., Вагин С.В., Матусевич В.М.* Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1986. 224 с.
- Ковалев К.Р., Бусленко А.И.* Гидротермально-осадочный рудогенез и полиметаморфизм руд Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье). Новосибирск: Наука, 1992. 214 с.
- Ковалев К.Р., Перцева А.П., Бусленко А.И.* Изотопные исследования в решении проблем рудогенеза Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье) // Изотопные исследования процессов рудообразования. Новосибирск: Наука, 1990. С. 4–29.
- Ковалев К.Р., Дистанов Э. Г., Перцева А.П.* Вариации изотопного состава серы сульфидов при вулканогенно-осадочном рудообразовании и метаморфизме руд Озернинского рудного узла в Западном Забайкалье // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40. № 4. С. 336–353.

- Ковалев К.Р., Байлина М.В., Акимцев В.А., Аношин Г.Н.* Стратиформные цинково-колчеданные руды и золоторудная минерализация на Назаровском месторождении (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 10. С. 963–978.
- Ковалев К.Р., Рипп Г.С., Дистанов Э.Г., Баулина М.В.* Железисто-магнезиальные карбонаты и вариации изотопов углерода и кислорода на гидротермально-осадочном колчеданно-полиметаллическом месторождении Озерное (Забайкалье) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 4. С. 383–397.
- Константинов Р.М.* Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 214 с.
- Контарь Е.С.* Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале. Екатеринбург: изд-во УГГУ, 2013. 199 с.
- Кормилицын В.С.* О новой колчеданоносной провинции в Западном Забайкалье // Доклады АН СССР. 1966. Т. 108. № 4. С. 878–882.
- Крейтер В.М.* Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Ч. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 332 с.
- Кривцов А.И., Минина О.В., Волчков А.Г. и др.* Месторождения колчеданного семейства. Серия Модели месторождений благородных и цветных металлов. М.: ЦНИГРИ, 2002. 282 с.
- Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В. Рундквиста. Л.: Недра, 1986. 752 с.
- Кузнецов В.А.* Рудные формации // Геология и геофизика. Т. 6. 1972. С. 3–14.
- Курс месторождений полезных ископаемых / А.Г. Бетехтин, А.С. Голиков, В.Ф. Дыбков, Г.А. Иванов, А.Е. Карякин, В.В. Кирюков, И.Г. Купров, И.Г. Магакьян, П.А. Страна, П.М. Татаринова и Е.Д. Чехович / под ред. П.М. Татаринова и А.Г. Бетехтина. М.: Недра, 1964. 590 с.
- Курс месторождений твердых полезных ископаемых / П.М. Татаринова, А.Е. Карякин, А.С. Голиков, В.Ф. Дыбков, Г.П. Дубарь, Г.А. Иванов, В.В. Кирюков, Ю.В. Лир, А.И. Пертель, С.В. Сендек, П.А. Страна, Б.Н. Шаронов / под ред. П.М. Татаринова и А.Е. Карякина. Л.: Недра, 1975. 631 с.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Учение о рудных месторождениях. СПб.: СПб. политех. ин-т, 1909. 335 с.
- Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З.* Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 141–155.
- Масленников В.В.* Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
- Матюхин Н.Е.* К вопросу о структурно-тектоническом положении Озерного (колчеданно-полиметаллического) месторождения // Матер. по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во. 1970, вып. 13.
- Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В.* Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84.
- Минина О.Р., Гордиенко И.В., Дамдинов Б.Б., Ташлыков В.С., Гонегер Т.А., Скрипников М.С., Ланцева В.С., Хубанов В.Б., Кислов Е.В.* Новые данные о возрасте рудовмещающих отложений Озерного полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье) // Литология и полезн. ископ. 2022. № 2. С. 5–29.
- Мионов А.Г., Карманов Н.С., Мионов А.А., Ходырева Е.В.* Золото-браннеритовые самородки в россыпи Озернинского рудного узла (Бурятия) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 10. С. 984–989.
- Нефедьев М.А.* Объемная модель и оценка перспектив Озернинского рудного узла по геофизическим данным (Западное Забайкалье). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2009. 184 с.
- Нефедьев М.А., Виноградов Б.К.* Комплексообразование методов при прогнозировании и поисках рудных месторождений (на примере Озернинского и Эгитинского рудных узлов Западного Забайкалья). Новосибирск, Наука, 1982. 166 с.
- Обручев В.А.* Рудные месторождения. 2-е изд. М.—Л.: Госгеолтехиздат, 1934. 596 с.
- Павлов Д.И., Карцев А.А.* Зоны катагенной разгрузки подземных вод нефтегазоносных бассейнов и осадочный рудогенез // Геология руд. месторождений. 1995. № 2. С. 122–132.
- Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов. Ред. Д.И. Горжевский, Д.И. Павлов. М.: Недра, 1990. 269 с.
- Петровская Н.В.* О минералогическом картировании при изучении колчеданных месторождений Урала. Тр. ЦНИГРИ. 1959. Вып. 29. С. 34–56.
- Петровская Н.В.* Ассоциации рудообразующих минералов, элементов строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Труды ЦНИГРИ. 1961. Вып. 40. С. 56–103.
- Попов В.М.* Пластовые месторождения цветных металлов и вопросы их генезиса // Проблемы генезиса руд. М.: Недра, 1964. С. 350–368.
- Попов В.И., Гусева А.К.* Зональность рудопроявлений Средней Азии, парагенных с нефтью и газом // Рудоносные осадочные формации и рудная зональность артезианских нефтегазоносных бассейнов Средней Азии. Л.: Недра, 1964. С. 94–106.
- Пшеничный Г.Н.* Текстуры и структуры руд месторождений колчеданной формации Южного Урала. М.: Наука, 1984. 207 с.
- Рипп Г.С., Ходырева Е.В., Избродин И.А., Рампилов М.О., Ласточкин Е.И., Посохов В.Ф.* Генетическая природа апатит-магнетитовых руд Северо-Гурвунурского ме-

- сторождения (Западное Забайкалье) // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 5. С. 419–433.
- Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Ларионов А.Н., Лыхин Д.А., Некрасов Г.Е.* Геодинамика Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система Забайкалья): геологические и геохронологические данные // Докл. РАН. 2010. Т. 434. № 3. С. 361–364.
- Руженцев, С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А.* Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- Ручкин Г.В.* Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия. М.: Недра, 1984. 237 с.
- Ручкин Г.В., Донец А.И.* Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах. М.: Недра, 2002. 123 с.
- Серавкин И.Б.* Корреляция состава руд и рудовмещающих пород в вулканогенных колчеданных месторождениях (на примере Южного Урала) // Геология руд. месторождений. 2013. Т. 55. № 3. С. 238–258.
- Сидоров А.А.* Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. Магадан: ДВО РАН, 1998. 246 с.
- Сидоров А.А., Томсон И.Н.* Базовые рудные формации и новый подход к систематике месторождений // Тихоокеанская геология. 1989. № 6. С. 97–102.
- Скрипченко Н.С.* Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.: Недра, 1972. 212 с.
- Скрипченко Н.С.* Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известково-сланцевых формаций. М.: Недра, 1980. 215 с.
- Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1965. 589 с.
- Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых: учеб. для вузов. М.: Недра, 1989. 326 с.
- Смирнов С.С.* Рецензия на статью П. Ниггли “Систематика магматогенных рудных месторождений” // Изв. АН СССР, серия геол. 1947. № 1.
- Тарасова Р.С., Близинок М.В., Бабкин И.Н.* О формационном типе и генезисе Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972. вып. 143.
- Тарасова Р.С., Бабкин И.Н., Близинок М.В., Филько А.С., Горбунов С.В., Алкалаев Б.К.* Озерное колчеданное свинцово-цинковое месторождение. Отчет за 1964–69 гг. с подсчетом запасов. Улан-Удэ: Бурят. геол. упр., 1969 (Тер. фонд геол. инф. по Республике Бурятия).
- Твалчрелидзе Г.А.* Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). М.: Недра, 1966. 176 с.
- Усов М.А.* Краткий курс рудных месторождений. Томск: Издатком ВТУЗов, 1931. 174 с.
- Феофилактов Г.А., Царев Д.И., Нефедьев М.А.* О роли разрывных нарушений в локализации полиметаллического и других типов оруденения Озернинского рудного узла // Проблемы метасоматизма и рудообразования Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1985. С. 52–58.
- Хрусталева В.К.* Постколлизийные мантийно-коровые структурно-вещественные комплексы Удино-Витимской системы палеозой // Вестник БНЦ СО РАН. 2012. № 2. С. 193–207.
- Царев Д.И.* Метасоматоз и конвергенция в петрологии и рудогенезе. М.: Наука, 1978. 308 с.
- Царев Д.И.* Генезис Озерного колчеданно-цинкового месторождения в Забайкалье // Изв. АН СССР. 1983. № 11. С. 97–107.
- Царев Д.И., Фирсов А.П.* Проблема формирования колчеданных месторождений (на примере Забайкалья). М.: Наука, 1988. 144 с.
- Чернов Ю.А.* Об Удино-Витимской структурно-фациальной зоне раннекаледонской геосинклинали Байкальской горной области // Геология и геофизика. 1963. № 5. С. 115–117.
- Черский Н.В., Царев В.П., Сороко Т.И., Кузнецов О.Л.* Влияние тектоносейсмических процессов на образование и накопление углеводородов. Новосибирск: Наука, 1985. 224 с.
- Шадлун Т.Н.* Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала // Колчеданные месторождения Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1950. С. 117–147.
- Шадлун Т.Н.* Некоторые закономерности проявления метаморфизма в богатых пиритом свинцово-цинковых рудах Текелийского месторождения // Геология руд. месторождений. 1959. № 5. С. 84–89.
- Шахов Ф.Н.* Текстуры руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 180 с.
- Шахов Ф.Н.* Принципы систематики эндогенных рудных месторождений // Геология и геофизика. 1962. № 10. С. 114–131.
- Ярош П.Я., Буслев Ф.П.* Структуры руд и история формирования рудных агрегатов Узельгинского месторождения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 100 с.
- Anderson G.M.* Basinal brines and Mississippi Valley-type ore deposits // Episodes. 1978. № 2. P. 15–19.
- Anderson G.M., Macqueen R.W.* Ore deposit models – 6. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits // Geoscience Canada. 1982. V. 9. № 2. P. 108–117.
- Barrie C.T., Hannington M.D.* Introduction: classification of VMS deposits based on host rock composition // Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. Rev. Econ. Geol. 1999. V. 8. P. 2–10.
- Bjrllykke A., Sangster D.F.* An overview of sandstone lead deposits and their relationship to red-bed copper and carbonate-hosted lead-zinc deposits // Econ. Geol. 1981. V. 75. P. 179–213.

- Breithaupt A.* Die Paragenesis der Mineralien. Freiberg: Engelhardt, 1849. V. 1. 276 p.
- Carne R.C., Cathro R.J.* Sedimentary exhalative (sedex) zinc-lead-silver deposits, northern Canadian Cordillera // *Can. Inst. Min. Metall. Bull.* 1982. V. 75. P. 66–78.
- Cooke D.R., S.W. Bull, R.R. Large, P.J. McGoldrick* The importance of oxidized brines for the formation of Australian Proterozoic stratiform sediment-hosted Pb–Zn (Sedex) deposits // *Econ. Geol.* 2000. T. 95 (1). P. 1–18. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.1.1>
- Cox D.P., Singer D.A.* (Eds.) Mineral deposit models // *U.S. Geol. Surv. Bull.* № 1693. 1986. 400 p.
- Davis J.H.* Genesis of the Southeast Missouri lead deposits // *Econ. Geol.* 1977. V. 72. № 3. P. 443–450. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.72.3.443>
- Farquhar J., Wu N.P., Canfield D.E., Oduro H.* Connections between sulfur cycle evolution, sulfur isotopes, sediments, and base metal VMS, SEDEX, and MVT deposits // *Econ. Geol.* 2010. V. 105. P. 509–533.
- Fontboté L., Boni M.* (Eds.). Sediment-Hosted Zn–Pb Ores. Springer-Verlag Berlin. 1994. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03054-7>
- Franklin J.M., Sangster D.M., Lydon J.W.* Volcanic-associated massive sulfide deposits // *Econ. Geol.* 1981. V. 75. P. 485–627.
- Franklin J.M., Gibson H.L., Jonasson I.R., Galley A.G.* Volcanogenic massive sulfide deposits // *Econ. Geol.* 2005. V. 100. P. 523–560.
- Goodfellow W.D.* Anoxic stratified oceans as a source of sulphur in sediment-hosted stratiform Zn–Pb deposits (Selwyn Basin, Yukon, Canada) // *Chem. Geol. Isotope Geosci. Sect.* 1987. V. 65. P. 359–382.
- Goodfellow W.D., Lydon J.W.* Sedimentary-exhalative (SEDEX) deposits // *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods.* *Goodfellow, W.D.*, ed. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division. Spec. Publ. № 5. 2007. P. 163–183.
- Gustafson L.B., Williams N.* Sediment-hosted stratiform deposits of copper, lead, and zinc // *Econ. Geol.* 1981. V. 75. P. 139–178.
- Hannington M.* Volcanogenic massive sulfide (VMS) and Sedimentary-Exhalative (SEDEX) base metal deposits (Cu, Pb, Zn) // *Encyclopedia of Geology (Second Edition)*. Eds. *D. Alderton and S.A. Elias*. Elsevier, 2021. V. 5. P. 867–876. <https://doi.org/10.1016/b978-0-08-102908-4.00075-8>
- Herrington R., Maslennikov V., Zaykov V., Seravkin I., Kosarev A., Buschmann B., Orgeval J-J, Holland N., Tesalina S., Nimis P., Armstrong R.* Classification of VMS deposits: Lessons from the South Uralides // *Ore Geol. Rev.* 2005. V. 27 (1-4). P. 203–237. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2005.07.014>
- Hutchinson R.W.* Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance // *Econ. Geol.* 1973. V. 68. P. 1223–1246.
- InterRidge Vents Database; is available at: <http://vents-data.interridge.org>
- Ishihara S.*, ed. Geology of Kuroko deposits. Mining geology Special Issue. 1974. № 6. 435 p.
- Jansson N.F., Zetterqvist A., Allen R.L., Billström K., Malmström L.* Genesis of the Zinkgruvan stratiform Zn–Pb–Ag deposit and associated dolomite-hosted Cu ore, Bergslagen, Sweden // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 82. P. 285–308. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.12.004>
- Kuznetsov B.A., Distanov E.G., Obolenskiy A.A.* Formation analysis of ore deposits as a basis for scientific prediction // *Int. Geol. Rev.* 1973. V. 15. № 10. P. 1206–1211. <https://doi.org/10.1080/00206817309476007>
- Large R.R.* Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains // *Econ. Geol.* 1977. V. 72. P. 549–572.
- Leach D.L., Sangster D.F.* Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. In: Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe R.I., Duke J.M. (eds.). Mineral Deposit Modeling. Geological Association of Canada // *Special Paper*, 1993. V. 40. P. 289–314.
- Leach D.L., Sangster D.F., Kelley K.D., Large R.R., Garven G., Allen C.R., Gutzmer J., Walters S.* Sediment-hosted lead-zinc deposits: A global perspective // *Econ. Geol.* 2005. V. 100. P. 561–608.
- Leach D.L., Taylor R.D., Fey D.L., Diehl S.F., Saltus R.W.* A deposit model for Mississippi Valley-Type lead-zinc ores. Mineral deposit models for resource assessment // *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report* 2010–5070–A. 2010. 52 p.
- Lindgren W.* The relation of ore-deposition to physical conditions // *Econ. Geol.* 1907. V. 2. P. 105–127.
- Lindgren W.* Mineral deposits. 4<sup>th</sup> Ed. New York–London: McGraw-Hill Book Company, 1933. 930 p.
- Lobanov K., Yakubchuk A., Creaser R.A.* Besshi-Type VMS Deposits of the Rudny Altai (Central Asia) // *Econ. Geol.* 2014. V. 109. № 5. P. 1403–1430. <https://doi.org/10.2113/econgeo.109.5.1403>
- MacIntyre D.G.* Sedex – sedimentary-exhalative deposits // *Ore Deposits, Tectonics and Metallogeny in the Canadian Cordillera.* *W.J. McMillan*, Ed. British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1991-4. 1991. P. 25–69.
- Magnall J.M., Gleeson S.A., Paradis S.* A new seafloor replacement model for the Macmillan Pass clastic-dominant Zn–Pb ± Ba deposits (Yukon, Canada) // *Econ. Geol.* 2020. V. 115. № 5. P. 953–959. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4719>
- Magnall J.M., Hayward N., Gleeson S.A., Schleicher A., Dalrymple I., King R., Mahlstadt N.* The Teena Zn–Pb Deposit (McArthur Basin, Australia). Part II: Carbonate Replacement Sulfide Mineralization During Burial Diagenesis—Implications for Mineral Exploration // *Econ. Geol.* 2021. V. 116. № 8. P. 1769–1801. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4845>
- Martin A.J., Keith M., McDonald I., Haase K.M., McFall K.A., Klemm R., MacLeod C.J.* Trace element systematics and ore-

- forming processes in mafic VMS deposits: Evidence from the Troodos ophiolite, Cyprus // *Ore Geol. Rev.* 2019. V. 106. P. 205–225.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.01.024>
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Herrington R.J., Danyushevskiy L.V., Large R.R.* Ferruginous and manganiferous haloes around massive sulphide deposits of the Urals // *Ore Geol. Rev.* 2012. V. 47. P. 5–41.
- Mosier D.L., Berger V.I., Singer D.A.* Volcanogenic massive sulfide deposits of the world-database and grade and tonnage models // U.S. Geological Survey Open-File Report 2009–1034. 2009. 50 p.
- Niggli P.* Versuch einer natürlichen Klassifikation der im weiteren Sinne magmatischen Erzlagerstätten // *Abh. prakt. Geol.* 1925. 1. 69.
- Niggli P.* Die Systematik der Gesteine und Minerallagerstätten // *C. R. Soc. Geol. Finlande.* 1947. 20. 141–157.
- Ohmoto H., Skinner B.J.* The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits. *Econ. Geol. Monograph*, 1983. 604 p.
- Paradis S., Hannigan P., Dewing K.* Mississippi Valley-Type lead-zinc deposits // *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods.* *Goodfellow, W.D.*, ed. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Spec. Publ. № 5. 2007. P. 185–203.
- Pavlov D.I., Gorzhevskiy D.I., Bogashova L.G., Goleva G.A., Dobrovol'skaya M.G., Kalinko M.K., Kartsev A.A., Pek A.A., Shadlun T.N., Blokh A.M., Donets A.I., Limonova L.P.* The connection between stratiform lead-zinc deposits in carbonate rocks and oil-producing and saline sequences // *Intern. Geol. Rev.* 1988. 30. № 6. P. 597–612.
- Pavlov D.I., Gorzhevskiy D.I., Goleva G.A., Kalinko M.K., Kartsev A.A., Lipayeva A.V.* Conjunction of ore- and oil-forming systems in sedimentary basins and the prediction of ore deposits // *Intern. Geol. Rev.* 1991. V. 33. № 8. P. 822–829.
- Peter J.M., Gadd M.G., Jiang C., Reyes J.* Organic geochemistry and petrology of sedimentary exhalative Pb-Zn and polymetallic hyper-enriched black shale deposits in the Selwyn Basin, Yukon // Targeted Geoscience Initiative 5: volcanic- and sediment-hosted massive-sulfide deposit genesis and exploration methods. Eds. *J.M. Peter and M.G. Gadd.* *Bulletin of Geol. Surv. Canada.* 2022. V. 617. p. 89–112.  
<https://doi.org/10.4095/328017>
- Peter J.M., Scott S.D.* Windy Craggy, Northwestern British Columbia: The World's largest Besshi-type deposit // *Volcanic Associated Massive Sulfide Deposits. Processes and Examples in Modern and Ancient Settings.* *Rev. in Econ. Geol.* 1999. V. 8. P. 261–296.  
<https://doi.org/10.5382/Rev.08.12>
- Piercey S.J.* The setting, style, and role of magmatism in the formation of volcanogenic massive sulfide deposits // *Mineral. Deposita.* 2011. V. 46. P. 449–471.  
<https://doi.org/10.1007/s00126-011-0341-z>
- Pirajno F.* *Hydrothermal Processes and Mineral Systems.* Springer Netherlands, 2009. 1252 p.
- Prokin V.A., Buslaev F.P.* Massive copper–zinc sulphide deposits in the Urals // *Ore Geol. Rev.* 1999. V. 14. P. 1–69.
- Rickard D.T., Willden M.Y., Marinder N.E., Donnelly T.H.* Studies on the genesis of the Laisvall sandstone lead–zinc deposit, Sweden // *Econ. Geol.* 1979. 74. № 5. P. 1255–1285.
- Sangster D.F.* (Ed.) *Carbonate-Hosted Lead-Zinc Deposits // 75th Anniversary Volume.* Soc. Econ. Geol. Spec. Publ. №. 4. Littleton. 1997. 664 p.
- Sangster D.F.* Toward an integrated genetic model for vent-distal SEDEX deposits // *Mineralium Deposita.* 2017. V. 53. № 4. P. 509–527.  
<https://doi.org/10.1007/s00126-017-0755-3>
- Schneiderhöhn H.* Bildungsgesetze eruptiver Lagerstätten und Beziehungen zwischen den Metallprovinzen und Eruptivgesteinsprovinzen der Erde, *Metall u. Erz.* 1925. 22. S. 267–274.
- Schneiderhöhn H.* Genetische Lagerstattengliederung auf geotektonischer Grundlage // *Neues Jahrb. Monatshefte. Min.* 1952. Heft 2. S. 47–63; Heft 3. S. 65–89. (Пер.: Шнейдерхён Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе // *Рудные регенерированные месторождения.* Под ред. В.И. Смирнова. М.: Изд-во иностр. литер., 1957. С. 11–62).
- Shanks III W.C.P., Thurston R.* Volcanogenic massive sulfide occurrence model // *U.S. Geol. Survey Sci. Invest. Rep.* 2010–5070–C. 2012. 345 p.
- Solomon M., Walshe J.L.* The formation of massive sulfide on the seafloor // *Econ. Geol.* 1979. V. 74. P. 797–813.
- Solomon M., Tornos F., Large R.R., Badham J.N.P., Both R.A., Zaw K.* Zn–Pb–Cu volcanic-hosted massive sulphide deposits criteria for distinguishing brine pool-type from black smoker-type sulphide deposition // *Ore Geol. Rev.* 2004. V. 25. P. 259–283.
- Song Y., Liu Y., Hou Z., Fard M., Zhang H., Zhuang L.* Sediment-hosted Pb–Zn deposits in the Tethyan domain from China to Iran: Characteristics, tectonic setting, and ore controls // *Gondwana Research.* 2019. V. 75. P. 249–281.  
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.05.005>
- Spinks S.C., Pearce M.A., Liu W., Kunzmann M., Ryan C.G., Moorhead G.F., Kirkham R., Blaikie T., Sheldon H.A., Schaub P.M., Rickard W.D.A.* Carbonate replacement as the principal ore formation process in the Proterozoic McArthur River (HYC) sediment-hosted Zn–Pb deposit, Australia // *Econ. Geol.* 2021. V. 116. № 3. P. 693–718.  
<https://doi.org/10.5382/econgeo.4793>
- Spry P.G., Teale G.S.* A classification of Broken Hill-type deposits: A critical review // *Ore Geology Reviews.* 2021. V. 130. 26 p.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103935>
- Starostin V.I., Vikent'yev I.V., Sakiya D.R.* Conditions of formation and transformation of massive sulfide deposits in the Kedrovka-Butachikha zone of the Rudnyy Altay // *International Geology Review.* 1989. V. 31. № 3. P. 297–305.  
<https://doi.org/10.1080/00206818909465882>

- Sundblad K.* A genetic reinterpretation of the Falun and Åmmeberg ore types, Bergslagen, Sweden // *Mineralium Deposita*. 1994. V. 29. № 2. P. 170–179.  
<https://doi.org/10.1007/bf00191514>
- Sverjensky D.A.* Oil field brines as ore-forming solutions // *Econ. Geol.* 1984. V. 79. P. 23–35.
- Sverjensky D.A.* Genesis of Mississippi Valley-Type lead-zinc deposits // *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*. 1986. V. 14. P. 177–199.
- Thacker J.L., Anderson K.H.* The geologic setting of the Southeast Missouri lead district; regional geologic history, structure and stratigraphy // *Econ. Geol.* 1977. V. 72. № 3. P. 339–348.  
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.72.3.339>
- Vikentyev I.V., Belogub E.V., Novoselov K.A., Moloshag V.P.* Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals. *Ore geology* // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 85. P. 30–63.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.032>
- Wei R., Wang Y., Mao J., Hu Q., Qin S., Liu S., Ye D., Yuan Q., Dou P.* Genesis of the Changba-Lijiagou giant Pb–Zn deposit, West Qinling, Central China: Constraints from S–Pb–C–O isotopes // *Acta Geologica Sinica*. 2020. 94(4): 884–900.  
<https://doi.org/10.1111/1755-6724.14550>
- Wilkinson J.J.* Sediment-Hosted Zinc–Lead Mineralization. In: *Holland H.D. and Turekian K.K.* (eds.). *Treatise on Geochemistry*, Second Edition, Oxford: Elsevier. 2014. V. 13. P. 219–249.
- Wilkinson J.J., Earls G.* A high-temperature hydrothermal origin for black dolomite matrix breccias in the Irish Zn–Pb orefield // *Mineral. Mag.* 2000. V. 64. P. 1017–1036.
- Wilkinson J.J., Eyre S.L., Boyce A.J.* Ore-forming processes in Irish-type carbonate-hosted Zn–Pb deposits: evidence from mineralogy, chemistry, and isotopic composition of sulfides at the Lisheen mine // *Econ. Geol.* 2005. V. 100. P. 63–86.
- Wang J.-Y., Santosh M., Yang C.-X., Nakagawa, M.* Revisiting the type area VMS deposit of Besshi, SW Japan: In-situ trace element chemistry, isotopes and Re–Os age of sulfides // *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 130. Paper 103955. P. 1–14.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103955>