

**СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО
ОРУДЕНЕНИЯ В РУДНОМ УЗЛЕ ЧО ДЬЕН (МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА ЛО ГАМ,
СЕВЕРНЫЙ ВЬЕТНАМ)**

С.А. Касаткин¹, В.В. Ивин¹, Нгуен Хоанг², Фам Тхи Зунг², В.В. Раткин¹

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток 690022; e-mail: kasatkin99@mail.ru

²Institute of Geological Sciences, VAST, 84 Chua Lang, Dong Da, Hanoi, Vietnam

Поступила в редакцию 11 апреля 2022 г.

Структурными исследованиями в районе рудного узла Чо Дьен и его окрестностей установлено, что формирование складчатых и разрывных структур происходило под действием субширотного сжатия. На месторождении Нам Ланг в стратифицированных рудоносных толщах отмечены признаки межслоевой миграции рудных компонентов по восстанию, что связано с широким развитием послонных надвиговых смещений при формировании антиклинальной структуры. Секущие ступенчатые сбросы в замковой части антиклинали экранировали миграцию рудных компонентов, обеспечивая накопление рудного вещества и формирование пологих рудных столбов. Подобный структурный контроль локализации рудных тел является, вероятно, одним из условий приуроченности большинства промышленно значимых свинцово-цинковых месторождений к замковой части антиклинальной структуры рудного узла Чо Дьен.

Ключевые слова: антиклинальная структура, послонные надвиги, межслоевая миграция, Pb-Zn руды, Вьетнам.

ВВЕДЕНИЕ

Рудный узел Чо Дьен расположен в 180 км севернее Ханоя и имеет ключевое значение в решении вопроса о природе аномальной металлоносности территории зоны Ло Гам. Здесь локализованы полиметаллические месторождения, интегрально объединяющие не менее трети запасов руд свинца и цинка Вьетнама. Давно установлено, что в узле присутствуют как пластообразные, согласно и субсогласно залегающие в раннедевонских терригенно-карбонатных породах рудные тела, так и крутопадающие жилы [11, 13, 17]. При отработке месторождений наибольший практический интерес представляют полого залегающие пламенеобразные в поперечном сечении рудные скопления [14]. При этом отсутствуют данные, предметно характеризующие условия локализации таких тел, включая их соотношение со складчатыми и разрывными структурами. Вопросы геологии, минералогии и генезиса месторождений подробно освещены в работах многих исследователей. Однако структурному аспекту, включая условия локализации оруденения, не уделялось должного внимания. В представленной

статье на основе геолого-структурных исследований установлены ориентировки полей палеонапряжений, обусловивших тектоническую эволюцию развития площади. На территории рудного узла производились массовые замеры ориентировок структурных (слоистость, разрывы) и кинематических (штрихи, борозды скольжения) элементов с определением, по возможности, типа смещения.

Результаты полевых наблюдений обрабатывались по методике В.П. Уткина [15] при помощи специализированной программы StereoNett 2.46 и выносились на стереографическую проекцию Ю.В. Вульфа (верхняя полусфера), где отображались в виде изолиний плотности полюсов слоистости, разрывов и их кинематических элементов.

**РЕГИОНАЛЬНАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕОЛОГИЯ ЗОНЫ
ЛО ГАМ**

Металлогеническая зона Ло Гам является частью юго-восточной окраины платформы Янцзы [22], где присутствует древний раннепротерозойский кристаллический фундамент [1, 20]. В раннем палеозое–девоне зона отвечала периферии Южно-Китай-

ского эпиконтинентального моря, которое окружало кратон Янцзы с запада и юго-запада [18] и отделяло его от расположенного восточнее кратонизированного блока Катазии. В это время зона Ло Гам была выражена в палеофациальном плане как подводная карбонатная возвышенность, на склонах которой в раннем девоне доминировало мелководное терригенное осадконакопление и локально проявлялся вулканизм [12]. В пермско-триасовое время в результате взаимодействия континентальных блоков Янцзы и Катазии раннепалеозойско-девонские толщи вовлекаются в складчато-глыбовые движения, реализуемые как процессы внутриплитного орогенеза. В структуре сформированного в это время Южно-Китайского внутрикратонного орогена блок Ло Гам занимает юго-западный фланг [22]. Здесь, как и в объеме всего орогена, развиты складчатые деформации, метаморфизм и интенсивный гранитоидный магматизм, с пиковым проявлением около 240 млн лет назад [22]. Специфика ранне-среднетриасовой тектоно-магматической активизации зоны Ло Гам, подчеркивающая его орогенную природу, выражается в синхронизации и пространственном совмещении гранитоидного и базит-гипербазитового интрузивного магматизма [1].

В восточной и юго-восточной части зоны Ло Гам, где концентрируются все промышленно значимые Pb-Zn рудные районы и узлы, включая Чо Дьен, обнажены дислоцированные терригенные и терригенно-карбонатные породы палеозойского возраста (рис. 1). Палеозойские толщи сложены ордовикско-силурийскими кварц-серицитовыми и глинистыми сланцами и девонскими породами: кварц-серицит-хлоритовыми сланцами, известковыми аргиллитами, алевролитами, известняками и пачками переслаивания известняков с кварцитами, амфиболовыми туфами и туфопесчаниками [4, 6, 14]. Общая мощность этих толщ составляет более 6000 м. Девонские породы смяты в антиклинальную складку и локально преобразованы в линейных зонах до уровня кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфации, а силурийско-ордовикские породы образуют синклинальную складку и локально метаморфизованы до уровня амфиболитовой фации (роговики с кордиеритом, силлиманитом и ставролитом). Складчатые структуры рассечены разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания.

Отчетливо проявлена геохимическая обогащенность рудовмещающих раннедевонских осадочных пород свинцом, цинком, медью. При этом, концентрации этих элементов превышают кларковые содержания, характерные для однотипных пород, в 2–2.5 раза [13].

На площади работ широко развиты магматические образования. Наибольшее распространение здесь имеют высокоглиноземистые биотитовые граниты комплекса Пиа Биок (Phia Bios), которые образуют в ее восточном обрамлении дугообразный в плане массив. Восточная граница интрузии выражена тектоническим контактом и согласуется с залеганием границы между первой и второй пачками ордовикско-силурийских терригенных образований (рис. 1). Следовательно, эта интрузия имеет послонное залегание и представляет собой силл мощностью более 1 км. Гранитоиды обогащены рудными элементами: кларки-концентрации свинца отвечают уровню 2–4, цинка – 3–4 [7]. Возраст гранитов, по данным U-Pb датирования, определен в интервале 254–245 млн лет [19]. На юго-востоке зоны проявлены близко одновозрастные триасовым гранитам массивы и небольшие тела сиенитового и габбро-перидотитового состава [1].

РУДНЫЙ УЗЕЛ ЧО ДЬЕН: МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ Pb-Zn РУД

Рудный узел Чо Дьен расположен в провинции Бак Кан (Bac Kan), в 12 км на северо-запад от города Чо Дон (рис. 1). Он представляет собой группу пространственно сближенных свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений Лунг Най, Нам Ланг, Вин Чай, Бо Лунг, Дам Ван, До Ан, По Пен. Абсолютно все месторождения приурочены к осадочной толще нижнего девона, сложенной кварц-серицит-хлоритовыми сланцами, черными битуминозными аргиллитами и мергелями, слоистыми и массивными известняками, а также доломитовыми известняками и мраморами. Общая мощность толщ – более 800 м.

Для месторождений рудного узла характерно присутствие, при разной степени доминирования, трех типов рудных тел: 1 – пласто- и линзообразные тела сфалеритовых микроплотчатых руд; 2 – субсогласные рудные тела и пологие рудные столбы в зонах брекчирования; 3 – крутопадающие жилы.

1. Пласто- и линзообразные тела залегают согласно с напластованием вмещающих их кварц-серицитовых, кварц-хлоритовых сланцев, известняково-доломитовых пород и известковистых аргиллитов. Рудные тела при относительно малой мощности (не более 1 м) имеют протяженность до нескольких сотен метров. Непосредственно рудовмещающие сланцы не несут следов постметаморфической гидротермальной переработки. Глинистые доломиты по изотопному составу ($\delta^{18}\text{O} = +21.18 \text{ ‰}$; $\delta^{13}\text{C} = 0.0 \text{ ‰}$) являются типичными осадочно-диагенетическими образованиями [13]. Метаморфические преобразования руд проявле-

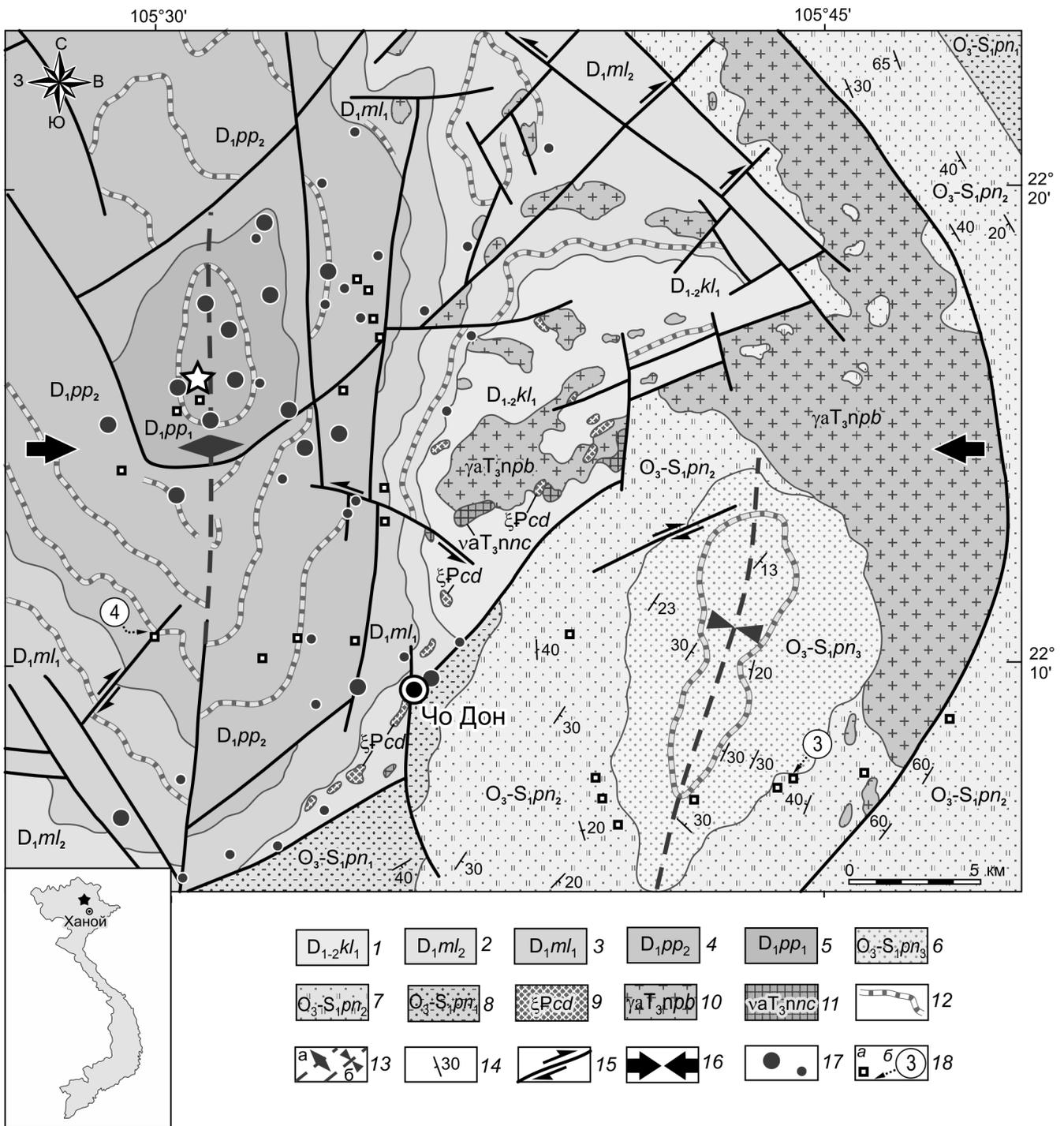


Рис. 1. Геологическая карта рудного района Чо Дьен (по [16], с изменениями и дополнениями).

1–5 – девонские осадочные образования: 1 – формация Хао Лок: глинистые серицитовые сланцы, переслаивание кварцевых песчаников с тонкими слоями известняков; 2, 3 – формация Миа Ле: песчаники, известняки, переслаивание мраморов с глинистыми сланцами (2), глинистые сланцы, мраморизованные сланцы, глинистые известняки, кремнистые аргиллиты (3); 4, 5 – формация Пиа Фуонг: кварц-серицитовые сланцы, риолиты, кремнистые сланцы, с тонкими прослоями кремнистых известняков (4), глинистые серицитовые сланцы, чёрные битуминозные аргиллиты, филлиты, слоистые известняки, массивные доломитовые известняки и мраморы (5); 6–8 – ордовик-силурийские терригенные образования, формация Фу Нгу: кварцевые песчаники, кварциты, глинистые сланцы (6), чёрные глинистые сланцы, кремнистые сланцы, туфогенные песчаные алевролиты, линзы известняков, глинистые известняки (7), чёрные глинистые сланцы, алевропесчаники, песчаники с тонкими прослоями кремнистых аргиллитов, туфы (8); 9 – палеогеновый комплекс Чо Дон: граносиениты, сиениты; 10 – поздне триасовые гранитоиды комплекса Пиа Биок: биотитовые

ны в отчетливом наложении пирита в ассоциации с метаморфогенным хлоритом на высокожелезистый (6–8 мас. % Fe) сфалерит [11]. По данным микроспектральных и микрозондовых исследований, галенит и сфалерит не содержат значимых концентраций элементов-примесей, исключая обогащенность последнего кадмием (0.1–0.2 мас. %).

По данным предшествующих [12] и настоящих исследований, руды были сформированы в придонной части подводной карбонатной возвышенности раннедевонского моря и отвечают по своему характеру месторождениям типа седэкс. При этом, по данным свинцово-изотопных исследований сфалерита, при значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.6374$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.7464$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39.1262$, руды являются, согласно принятой типизации, верхнекоровыми образованиями.

2. Субсогласные рудные тела и пологие рудные столбы в зонах брекчирования сменяют тела плейчатых руд при прослеживании рудной зоны по восстанию и простиранию рудоносных горизонтов. По облику руды выглядят как зоны внутрислоистого брекчирования в слоистых известняках. Но в ассоциации с сульфидами здесь присутствует только кристаллический кальцит. В составе руд доминирует кальцит-пирит-сфалеритовый агрегат, образующий гнезда и прожилки в брекчированных окварцованных и серицитизированных известняках. В сульфидных агрегатах отсутствуют признаки их динамометаморфических преобразований. Сфалерит, при варьирующей железистости от 4.0 до 10.0 мас. % Fe, содержит только примесь кадмия (до 0.3 %). Галенит, присутствующий как наиболее поздний минерал, лишен элементов-примесей. Но обилие мелких включений фрейбергита в галените и сфалерите обеспечивает ярко выраженную серебро-сурьмяную специализацию руд. По данным свинцово-изотопных исследований галенита, при значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.6345$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.7461$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39.1245$, руды не отличаются от пластообразных рудных залежей плейчатых сфалеритовых руд типа седэкс.

3. Крутопадающие жилы, часто присутствующие на месторождениях в границах горных отводов, приурочены к диагональным разломам. Углы падения жил составляют 70–80°. В вертикальном сечении они ограничены интервалом 50–100 м. При этом длина

жил редко превышает 100–150 м при мощности от 0.5 до 2.0 м. В составе жил доминирует крупнокристаллический кальцит-пирит-сфалерит-галенитовый агрегат, образующий гнезда и прожилки в брекчированных окварцованных и серицитизированных известняках. Сфалерит содержит менее 2.0 мас. % Fe при относительно высоком содержании кадмия (0.27–0.5 мас. %) и индия (0.017–0.064 мас. %). Изотопный состав серы сфалерита близок метеоритному ($\delta^{34}\text{S} = +0.3$ ‰). Для руд характерна ярко выраженная серебро-висмутовая геохимическая специализация. Минералом-концентратом висмута и серебра является галенит с содержаниями висмута 0.3–6.8 %, серебра 0.05–3.3 %. По данным изучения газово-жидких включений в кальците, образование жильных тел на месторождении Бинь Чай происходило при температуре от 177 до 189 °C [8]. К западу от Чо Дьен свинцово-цинковые руды имеют возраст около 236 млн лет, что близко ко времени завершающей фазы формирования гранитных интрузий комплекса Пиа Биок [19].

По данным свинцово-изотопных исследований крупнокристаллического галенита месторождения Део Ан, жильные руды, при значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.5615$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.7358$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39.0960$, однотипны пластообразным, отличаясь лишь крайне незначительно выраженной меньшей радиогенностью свинца (менее 0.4 отн. %).

РЕЗУЛЬТАТЫ СТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

С целью определения направления регионального поля напряжения при складкообразовании, полевые наблюдения проводились вдоль придорожных обнажений, а также на эксплуатируемых и отработанных карьерах в окрестностях рудного узла. Детальные структурные исследования проводились в подземных выработках месторождения Нам Ланг (Nam Lung), локализованного в девонских карбонатных толщах вблизи осевой части антиклинальной структуры (рис. 1).

На основании полученных данных были построены суммарные диаграммы ориентировок слоистости и разрывных нарушений.

Пликативные дислокации. Диаграмма слоистости ордовикско-силурийских образований демонстрирует два отчетливых максимума, отражающих ориентацию крыльев синклинали (рис. 2, б). Западное

граниты, тонко-среднезернистые двуслюдяные граниты, гранодиориты, средне-крупнозернистые порфириновые биотитовые граниты, пегматиты; 11 – поздний триас, комплекс Нью Чуа: габброперидотиты, оливиновые габбро, троктолиты, габбропироксениты, габбронориты, габбродиабазы; 12 – маркирующие горизонты; 13 – оси складок: антиклинали (а) и синклинали (б); 14 – элементы залегания слоистости, цифры – угол падения; 15 – основные разломы и направления смещений (стрелки); 16 – ориентировка сжатия; 17 – свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления; 18 – точки наблюдений (а) и номер рисунка в тексте с направлением фотоэкспозиции (б); звездочкой обозначено месторождение Нам Ланг.

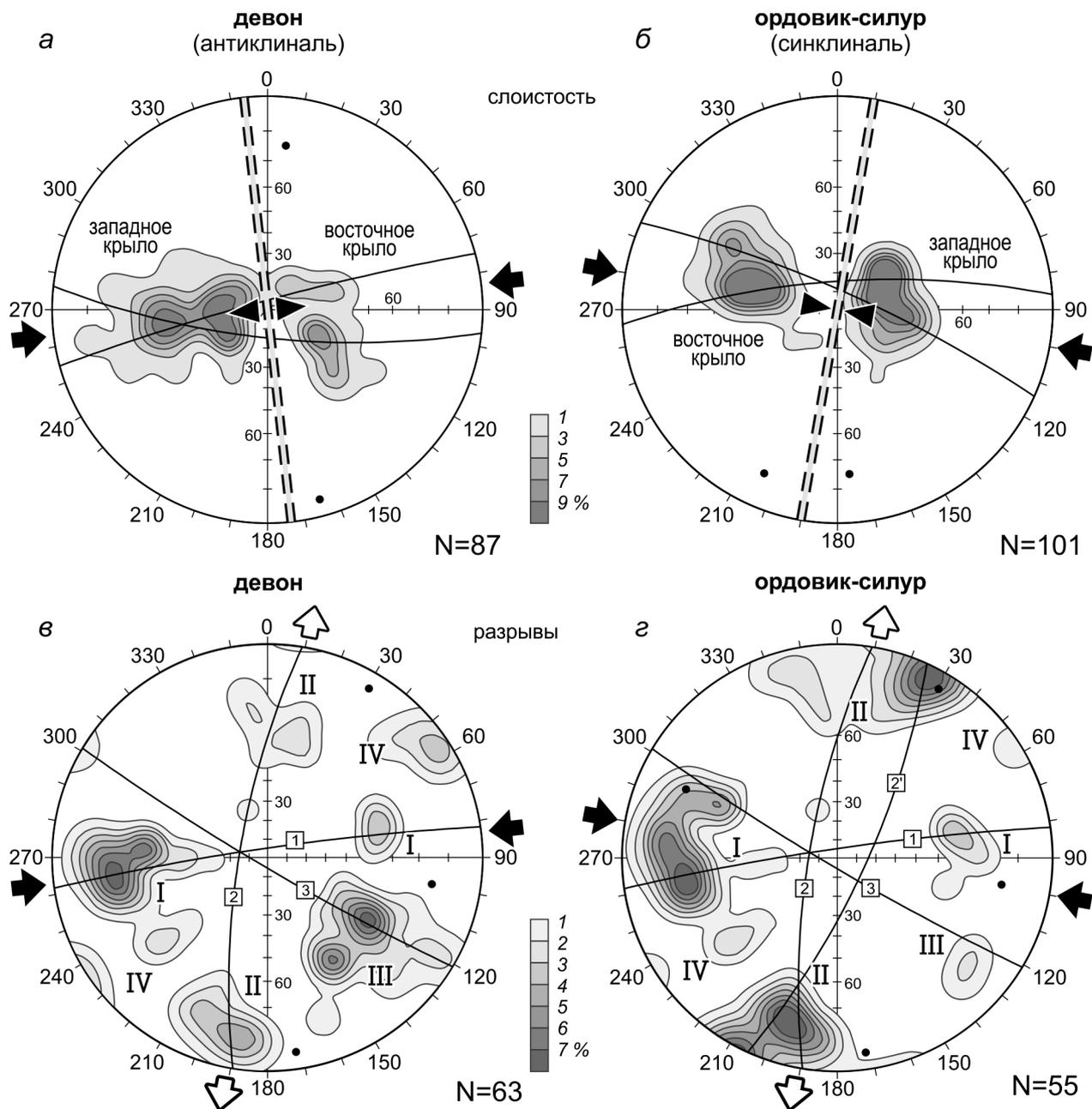


Рис. 2. Суммарные диаграммы ориентировок слоистости (а, б) и разрывов (в, г) в девонских и ордовикско-силурийских осадочных образованиях.

На диаграммах в проекции на верхнюю полусферу (сетка Вульфа) изображены: изолинии плотности полюсов слоистости и разрывов в процентах; экваторы поясов (дуги больших кругов), их оси (точки) и номера поясов (цифры); римскими цифрами обозначены системы разрывов; двойной пунктирной линией на диаграммах слоистости показано генеральное простирание осей складок – антиклинали (а) и синклинали (б); чёрные стрелки – ориентировка сжатия, белые стрелки – ориентировка растяжения; N – количество замеров. Пояснения в тексте.

крыло полого погружается под углом 30° , а восточное – около 40° (рис. 3). Эти максимумы объединяются в пояса с пологими ($10\text{--}15^\circ$) углами погружения осей в северном направлении, что свидетельствует о формировании синклиальной структуры в условиях субширотного сжатия $270\text{--}290^\circ$.

Вынесенные на диаграмму замеры элементов залегания слоистости девонских карбонатных образований показывают некоторую асимметрию крыльев антиклинальной складки (рис. 2, а). При общем пологом залегании крыльев складки ($30\text{--}40^\circ$), падение слоев в западном крыле достигает 70° . Вероятно это

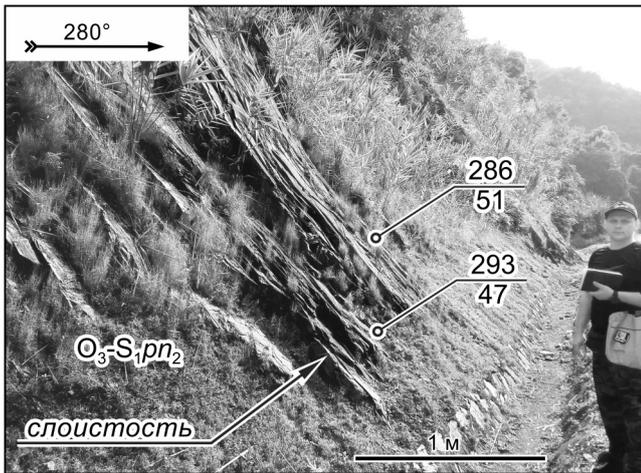


Рис. 3. Пример наклонного залегания ордовикско-силурийских терригенных образований на восточном крыле синклинальной структуры (средняя толща, формация Фу Нгу).

Цифры – элементы залегания слоистости: азимут (числитель) и угол (знаменатель) падения. Местоположение точки наблюдения см. на рис. 1.

обусловлено приразломным подворотом слоев. Оси поясов, объединяющие максимумы крыльев складки полого ($\angle 5-15^\circ$) погружаются в северном направлении ($0-350^\circ$), что свидетельствует о формировании антиклинали под действием субширотного (BCB 80°) сжатия.

Таким образом, обнаруживается структурный парагенезис, указывающий на синхронность складкообразования девонских карбонатных и ордовикско-силурийских терригенных толщ в условиях одноосного субширотного сжатия, действовавшего в диапазоне BCB $80^\circ-3СЗ 290^\circ$.

Дизъюнктивные дислокации. Результаты замеров ориентировок разрывов в девонских и ордовикско-силурийских толщах иллюстрируют диаграммы (рис. 2 в, г). Направления смещений определялись по коренным и аккреционным ступеням, а также по морфологии разрывов и кальцитовых жил, ориентировкам кулис и оперяющих трещин. В процессе анализа пространственного размещения разрывов выделено четыре разрывные системы, пространственно-генетические характеристики которых представлены в таблице. Сравнительный анализ диаграмм в той или иной степени показывает сходство геометрии и кинематики в процессе разрывообразования в девонских и ордовикско-силурийских образованиях. В то же время, некоторым отличием является частота проявления дислокаций разрывных систем и минеральное выполнение разрывных нарушений.

Объединение максимумов разрывных систем в пояса указывает на их общее генетическое происхождение.

Разрывы I системы (субмеридиональные) ориентированы субпараллельно к простиранию крыльев складок. Они представлены кососекущими слоистостью многочисленными трещинами, часто выполнены кальцитом и кварцем. Крутонаклонные разрывы, вероятно, формировались как сопряженные по отношению к послойным, рассекая поверхности напластования поперёк с признаками взбросовой кинематики. На диаграммах (рис. 2, в, г) разрывы I системы концентрируются в максимумы, которые объединяются в пояс 1, ориентировка оси которого субпараллельна осям поясов на диаграммах слоистости (рис. 2, а, б), что указывает на соскладчатое происхождение этих нарушений.

Разрывы II системы (субширотные) ориентированы поперек складчатости и представлены сериями трещин, иногда зонами дробления. По отношению к складчатости и разрывам I системы они являются разрывами растяжения, характеризующимися зонами дробления и лимонитизации пород. Максимумы системы объединяются поясами 2 и 2' (рис. 2, в, г), оси которых близки к направлению сжатия и указывают на развитие разрывов в условиях растяжения.

Разрывы III системы (северо-восточные) имеют преимущественно наклонное ($\angle 30-60^\circ$) юго-восточное падение и развиты главным образом в девонских образованиях. Они, как правило, представлены мало-мощными кальцитовыми прожилками с признаками взбросовой кинематики. Вытянутость изолиний на диаграмме (рис. 2, в), отражающая изменение падения, позволяет объединить разрывы III системы в пояс 3. Они, с одной стороны, проявлены на западном крыле антиклинальной складки в девонских толщах и являются сопряжёнными с разрывами II системы (рис. 4), сформированными под действием BCB сжатия. Вместе с тем, закартированные серии разломов северо-восточного простирания имеют признаки правосторонней сдвиговой компоненты, на что указывают небольшие амплитуды смещений маркирующих горизонтов и разломов северо-западного простирания (рис. 1).

Разрывы IV системы (северо-западные) имеют подчиненное значение (рис. 2, в, г) и выражены в виде серий мелких трещин, а также отдельных разломов с небольшими амплитудами левосторонних смещений (рис. 1).

Таким образом, пространственная ориентировка и кинематические характеристики выявленных систем разрывов в девонских и ордовикско-силурийских осадочных образованиях согласуются с планом складчатых деформаций, образуя структурный па-

Таблица. Пространственно-генетические параметры систем разрывов.

Индексы систем	Параметры ориентировки систем (град. °)				Характеристика разрывных нарушений
	O-S		D		
	азимут простирания	угол падения	азимут простирания	угол падения	
I	ССЗ 340– ССВ 30	З 60–85 В 50–70	ССЗ 340– ССВ 10	З 30–80 В 50–65	Соскладчатые секущие разрывы. Представлены многочисленными сериями субпараллельных трещин. В девонских толщах выполнены кальцитом. Имеют признаки взбросовой кинематики.
II	ЗСЗ 300– ВСВ 70	С 60–90 Ю 60–90	ЗСЗ 290– ВСВ 80	С 50–70 Ю 60–90	Серии субпараллельных трещин. Иногда представлены зонами дробления, расщепления и милонитизации пород. Разрывы растяжения.
III	СВ 30–50	ЮВ 65–75	СВ 20–60	ЮВ 40–85	В ордовикско-силурийских толщах – отдельные трещины. Широко распространены в девонских образованиях в виде серий трещин и кальцитовых прожилков. Имеют признаки взбросо-надвиговой кинематики, иногда с правосторонней составляющей смещений.
IV	СЗ 330–340	СВ 85–90 ЮВ 35–65	СЗ 320–335	СВ 65–90 ЮВ 35–65	Отдельные маломощные трещины, иногда выполнены кальцитом.

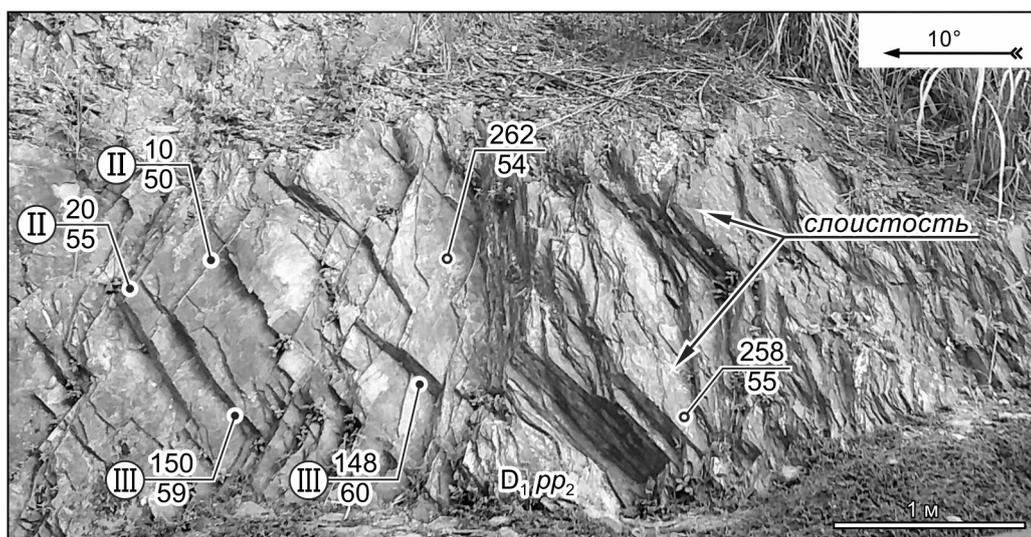


Рис. 4. Сопряженные трещины II и III систем в девонских сланцах на западном крыле антиклинальной структуры (верхняя толща, формация Пиа Фуонг).

Цифры – элементы залегания: азимут (числитель) и угол (знаменатель) падения. Местоположение точки наблюдения см. на рис. 1.

рагенезис, сформированный под действием субширотного сжатия.

Структурные условия рудолокализации месторождения Нам Ланг. Рудовмещающая толща месторождения представлена раннедевонскими известняками с чередованием кварц-серицитовых сланцев, карбонатных толщ, в составе которых присутствуют слоистые доломитовые известняки, массивные известняки, доломиты и глинистые известняки. Ору-

денение локализовано в виде послойных залежей мощностью от 0.3–1.5 до 10 м, чередующихся с горизонтальными слоистых известняков, что указывает на стратиформный генезис месторождения. Верхнюю часть разреза слагают массивные известняки. Основные рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом и пиритом.

Структурные исследования проводились в штольневом горизонте (+762 м), проходящем вдоль

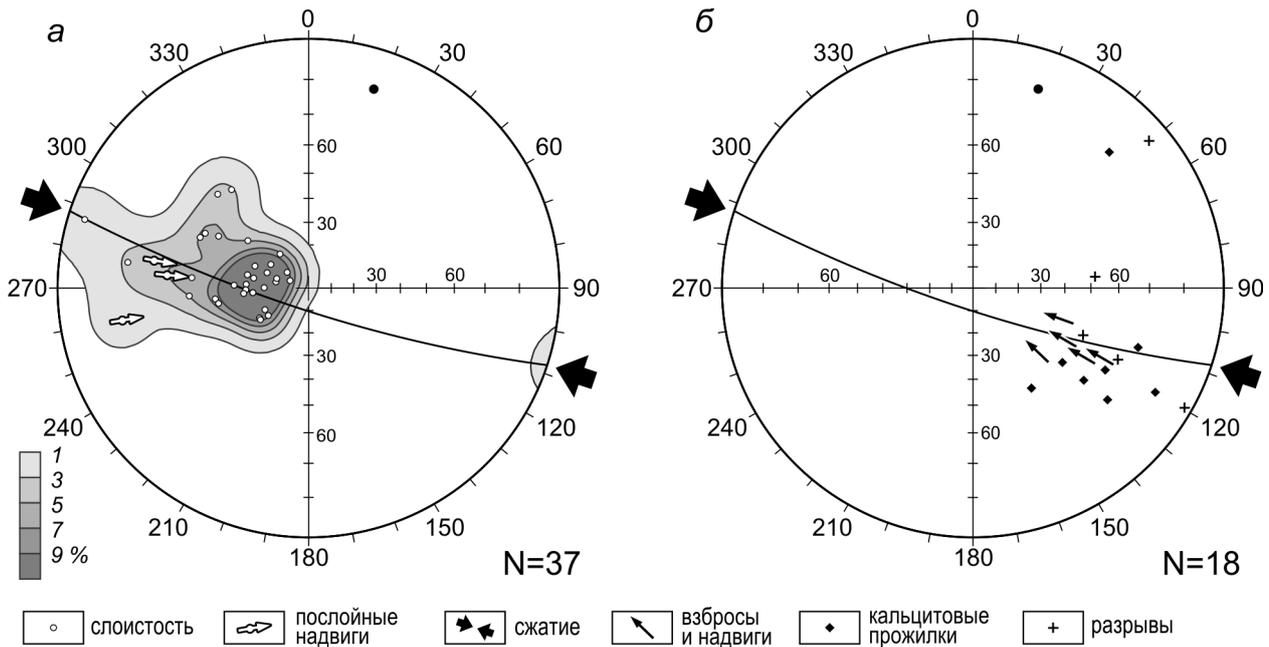


Рис. 5. Диаграммы ориентировок слоистости (а) и разрывов (б) месторождения Нам Ланг.

На диаграммах в проекции на верхнюю полусферу (сетка Вульфа) изображены: изолинии плотности полюсов слоистости и разрывов; экваторы поясов слоистости и разрывов (дуги больших кругов) и их оси (точки); стрелки – ориентировка сжатия; N – количество замеров. Пояснения в тексте.

замковой части западного крыла антиклинальной структуры (рис. 1). Пространственное положение этого крыла отражают замеры ориентировок слоистости в виде отчетливого максимума с пологим ($\angle 10\text{--}30^\circ$) падением (рис. 5, а). Более крутонаклонные замеры ($\angle 60\text{--}80^\circ$) относятся главным образом к складкам волочения в слоистых известняках (рис. 6, а). Формирование складок волочения связано с послонными надвиговыми смещениями и наблюдались между массивными и рудоносными карбонатными толщами. Признаки надвиговой кинематики широко развиты на поверхностях напластования в виде аккреционных ступеней и борозд скольжения. Кроме послонных надвигов часто наблюдались разрывные нарушения, представленные главным образом кальцитовыми прожилками СВ-ССВ простирания и ЮВ ($\angle 40\text{--}70^\circ$) падения, относящимися к разрывам III системы (рис. 5, б). Эти прожилки пересекают поперек слоистые толщи, а их эшелонированная морфология указывает на признаки взбросовой кинематики (рис. 6, в).

Совокупность представленных выше наблюдений пространственных и кинематических характеристик разрывной тектоники месторождения обнаруживает парагенетическую связь складчатых и разрывных структур (рис. 6, з), образованных под действием ЗСЗ (290°) сжатия и согласуется с общим планом складчатых деформаций (рис. 2). Кроме того, широкое раз-

витие послонных надвигов (рис. 6, б) позволяет сопоставить формирование структуры месторождения с моделью антиклинальной складки продольного изгиба с послонным скольжением [2, 3, 6, 10, 21].

Наличие горизонтов слоистых известняков является одной из особенностей разреза месторождения Нам Ланг. По сравнению с другими стратифицированными образованиями, они обладают особыми реологическими свойствами. Так, Ж.С. Ерманов [5] отмечает, что «скальные грунты (алевролиты, аргиллиты, песчаники, известняки) в условиях изгиба при нагрузках, не превышающих 70 % от разрушающих, четко обнаруживают свойство ползучести. Следовательно, порог ползучести у этих пород может достигать несколько десятков $\text{кг}/\text{см}^2$. Из рассмотренных пород специфическим поведением при ползучести обладали известняки, ползучесть которых затухала в 10–20 раз быстрее, чем у других пород. Такое поведение, по видимому, можно объяснить высоким углом внутреннего трения и высокой вязкостью, присущих кальциту – основному минералу, слагающему известняки». Именно поэтому, на фоне высокого внутреннего трения, поверхности напластования слоистых известняков при складкообразовании являются потенциальными поверхностями смещения. Иными словами, дизъюнктивные дислокации в слоистых известняках проявляются более контрастно, а на поверхностях

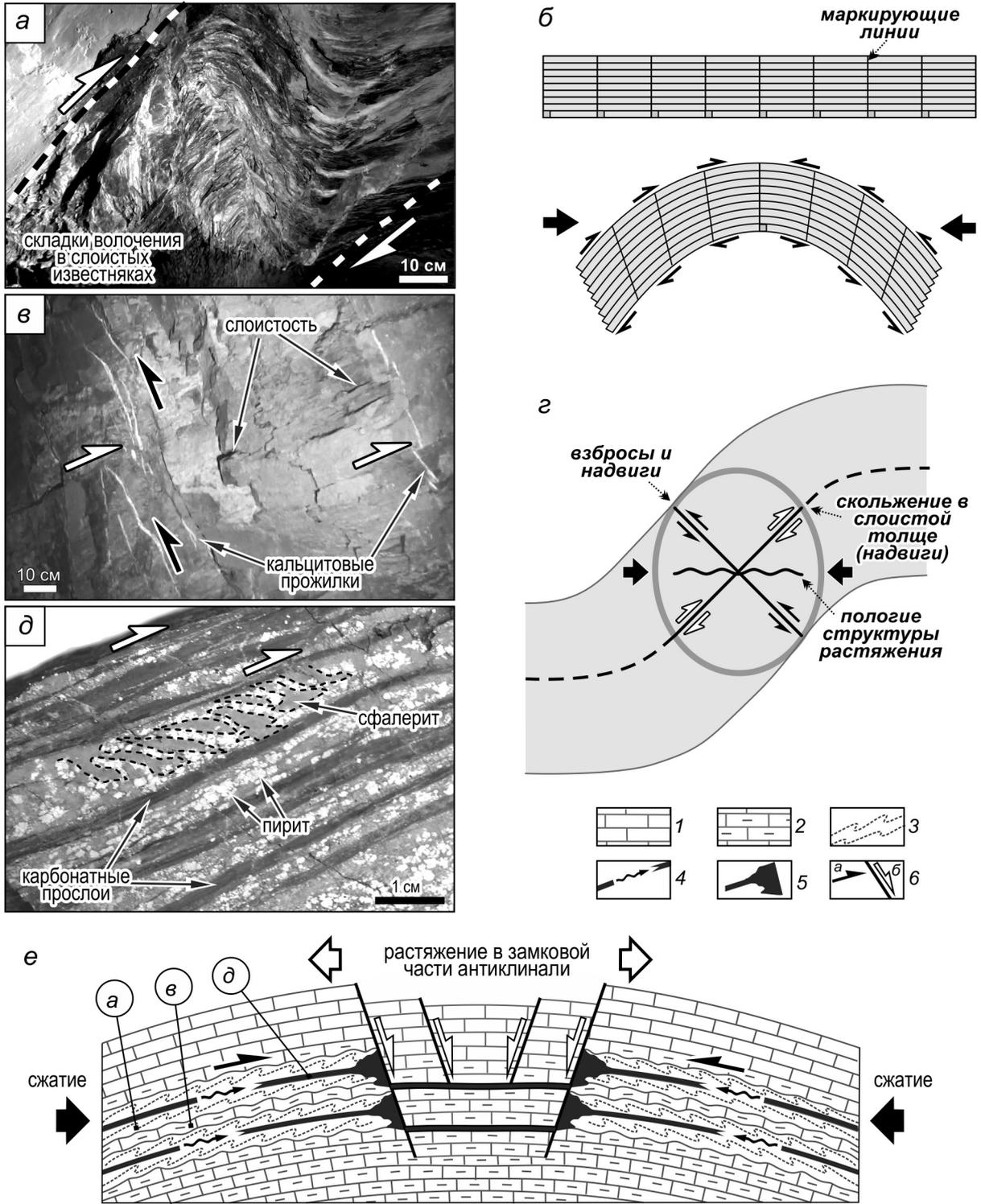


Рис. 6. Основные структурные элементы месторождения Нам Ланг и условия рудолокализации: складки волочения в слоистых известняках (а), геометрия антиклинальной складки продольного изгиба в поперечном сечении, по [21], (б); характерные дислокации на крыле складки (в) и схема их структурного парагенезиса, по [3], (г); перераспределения минерализации при послойном надвиговом смещении в рудоносной толще (д); модель межслоевой миграции и структурный контроль локализации мобильных рудных компонентов при формировании антиклинальной складки продольного изгиба (е).

1 – массивные известняки; 2 – слоистые известняки; 3 – складки волочения в слоистых известняках; 4 – рудоносные толщи и направление миграции мобильных рудных компонентов (стрелка); 5 – участки накопления мобильных рудных компонентов; 6 –

разрывов (в том числе и послойных), как говорилось выше, часто видны свидетельства тектонических движений в виде штриховок, борозд скольжения, коренных и аккреционных ступеней по кальциту, что с высокой степенью достоверности позволяет установить типы смещений.

Закономерно предположить, что на начальном этапе образования антиклинальной структуры месторождения межслоевые проскальзывания начинали происходить именно в слоистых известняках, а затем, по мере дальнейшего развития, эти деформации охватывали и стратифицированные рудоносные толщи. Это выразилось в перераспределении минерализации в виде структур течения, а также развитии как отдельных пологих оперяющих разрывов, так и эшелонированных кулис, выполненных сульфидной минерализацией (рис. 6, *д*), относящихся к разрывам растяжения (рис. 6, *з*). Перенос мобильных рудных компонентов при складкообразовании предполагает их миграцию по восстанию в сторону уменьшения литостатического давления – к замковой части антиклинальной структуры. В то же время, при формировании антиклинальной складки продольного изгиба закономерно происходит растяжение в её сводовой части, сопровождающееся проседанием рельефа и образованием встречных ступенчатых сбросов. Сбросы, в свою очередь, являясь динамическими экранами, ограничивали миграцию мобильных рудных компонентов по восстанию, что способствовало накоплению на их контакте рудного вещества и образованию пологих рудных столбов, сформированных переотложенными сульфидными рудами (рис. 6, *е*).

Следовательно, предлагаемую модель локализации оруденения (рис. 6, *е*) можно считать правомерной при наличии экранирующих сбросов, а учитывая симметрию антиклинальной структуры и миграцию рудного вещества по восстанию, схожие условия рудолокализации возможны и на восточном крыле складки месторождения Нам Ланг. Несомненно, что для подтверждения этих структурных закономерностей необходимы дополнительные исследования, результаты которых могут быть использованы в процессе прогнозных и поисково-разведочных работ.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Описанный структурный контроль рудолокализации, вероятно, является одним из условий приуро-

ченности большинства свинцово-цинковых месторождений к замковой части антиклинальной структуры рудного узла Чо Дьен (рис. 1). Структурные построения показывают, что в период пермско-триасовой складчатости происходило преобразование сульфидных руд раннедевонского возраста, мобилизация рудных компонентов по восстанию и формирование (при наличии экранирующих сбросов) пологих рудных столбов переотложенных руд, которые представляют на месторождениях рудного узла Чо Дьен наибольший горнопромышленный интерес. Указанные построения подтверждаются свинцово-изотопной характеристикой изученных руд. При абсолютной идентичности свинцово-изотопных отношений дометаморфических руд типа седекс и руд в межпластовых зонах брекчирования можно утверждать, что в условиях синкинематической складчатости и динамометаморфических преобразований происходила мобилизация рудных компонентов древних руд, присутствующих в составе рудоносного горизонта, и их переотложение в замковой части антиклинальной складки.

В рамках выполненных структурных построений представляется весьма вероятным, что крутопадающие жильные рудные тела приурочены к синскладчатым сбросам в сводовой части антиклинали. Это определенно находит свое выражение в пространственной сопряженности жильного оруденения с зонами переотложения пластовых руд. Такого рода сочетание фиксируется на месторождениях Део Ан и Бин Чай, где жилы с крупнокристаллическим галенитом проявлены как наиболее поздний наложенный комплекс. Крайне существенно, что жильные руды в геохимическом, свинцово-изотопном отношении практически идентичны рудам пластовых залежей и зон их регенерации. С высокой вероятностью пространственное совмещение и идентичный свинцово-изотопный состав руд указывает на формирование жильного комплекса при масштабном заимствовании вещества ранних руд. Меньшую радиогенность свинца жильных руд следует, видимо, связывать с гранитогенной составляющей рудообразующих растворов, обогащенных висмутом и индием. Можно предполагать, что источником этих растворов выступала локализованная на глубине в замковой части антиклинальной структуры синкинематическая интрузия гранитоидов комплекса Пиа Биок.

направление послойных надвиговых (а) и сбросовых (б) смещений. В кружках обозначены номера рисунков и характерное положение структурных элементов на разрезе. На рис. *а, в, з, д* белыми стрелками показаны послойные надвиги, чёрными – взбросы. Пунктирная линия на рис. *д* – контуры чередующихся эшелонированных кулис сфалерита и пирита, сформированных при послойных надвиговых смещениях. Пояснения в тексте.

ВЫВОДЫ

Структурными исследованиями установлено, что развитие пликативных и дизъюнктивных дислокаций, проявленных в девонских карбонатных толщах рудного узла Чо Дьен и прилегающих ордовикско-силурийских терригенных образованиях, происходило под действием субширотного сжатия.

На месторождении Нам Ланг в процессе складкообразования отмечена миграция рудного вещества вдоль слоёв в направлении замковой части антиклинальной структуры.

В замковой части антиклинали формирующиеся ступенчатые сбросы играли роль динамических экранов, ограничивая миграцию мобильных рудных компонентов по восстанию, что способствовало накоплению вблизи их контакта пологих рудных столбов.

Выявленные структурные условия локализации промышленно значимых Pb-Zn рудных тел могут являться важными поисковыми критериями, которые необходимо учитывать в процессе организации поисково-оценочных работ как в пределах рудного узла Чо Дьен, так и на однотипных площадях металлогенической зоны Ло Гам.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Дальневосточного отделения РАН № ВАНТ19-017 (Проект «Металлогения свинца и цинка зоны Ло Гам (северо-восточный Вьетнам): генезис, геодинамический контроль рудообразования, рудный потенциал») и гранта QTRU02.02/19-20.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владимиров А.Г., Балыкин П.А., Фан Лью Ань и др. Габбро-гранитный массив Кхаокуэ-Тамтао (Северный Вьетнам) – петрологический индикатор Эмейшаньского плюма // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 5. С. 69–92.
2. Вольфсон Ф.И., Дюков А.И., Кушнарев И.П. и др. Основные вопросы и методы изучения рудных полей и месторождений / Общая ред. Е.Т. Шаталова // Акад. наук СССР. Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии М: Госгеолтехиздат, 1960. 624 с.
3. Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1975.
4. Довжиков А.Е., Буй Фу Ми, Василевская Е.Д. Геология Северного Вьетнама // Наука и техника. 1965. 668 с.
5. Ержанов Ж.С. Теория ползучести горных пород и ее приложения. Алма-Ата: Наука, 1964. 175 с.
6. Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1956, 272 с.
7. Нгуен З.Х., Игнатов П.А., Нгуен Ч.Т., Танг Д.Т. Минералого-геохимические характеристики свинцово-цинковых месторождений района Чо Дон-Чо Дьен Северного Вьетнама // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2018. № 5. С. 31–38.
8. Нгуен З.Х., Игнатов П.А., Прокофьев В.Г., Раткин В.В., До М.Ф. Условия образования свинцово-цинковых месторождений рудного поля Чо Дон-Чо Дьен Северного Вьетнама по данным анализа флюидных включений и изотопии свинца // Сб. материалов 9-ой Российской молодежной научно-практической школы с международным участием. М.: ИГЕМ. 2019. С. 280–282.
9. Нгуен Ч.Тх., Нгуен К.З., Ву Ле Ту. Рудные характеристики и генезис свинцово-цинковых руд месторождений На-Тум, Чо Дон, Бак-Кан // Журн. природных ресурсов и окружающей среды. 2014. № 4. С. 82–88 (Вьетнам).
10. Пэк А.В. Трещинная тектоника и структурный анализ // М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 67 с.
11. Раткин В.В., Симаненко Л.Ф., Сергеева Нат. Е., Ле Зуй Бать, Чан Ван Зьонг. Стратиформное полиметаллическое месторождение Чо-Дьен // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 3. С. 681–683.
12. Раткин В.В., Чан Ван Зьонг. Металлогения южной окраины активизированной платформы Янцзы // Геология руд. месторождений. 1989. № 2. С. 92–98.
13. Чан Ван Зьонг. Геологическое строение и условия формирования полиметаллических рудных полей Северо-Восточного Вьетнама: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Баку, 1990. 21 с.
14. Чан Туан Ань, И.В. Гаськов, Чан Чонг Хоа, П.А. Неволько, Фам Тхи Зунг, Фам Нгок Кан. Минералого-геохимические особенности и условия образования полиметаллических месторождений структуры Логам северо-восточного Вьетнама // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 7. С. 817–833.
15. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения М.: Наука, 1980. 144 с.
16. Geological and mineral resources map of Viet Nam. 1:200 000: Bac Kan (F-48-XVI) // Tran Van Tri (Ed.-in-Chief). Hanoi: Department of Geology and Minerals of Viet Nam, 2000.
17. Ishihara S., Tuan Anh Tran and Kezhang Qin. Reconnaissance study on sulfur isotopic ratios of lead-zinc ores from North Vietnam // Bull. Geol. Surv. Japan. 2010. V. 61 (11/12). P. 485–488.
18. Narkiewicz K., Konigshof P. New Middle Devonian conodont data from the Dong Van area, NE Vietnam (South China Terrane) // Pal. 2018. 92. P. 633–650.
19. Nevolko P.A., Thi Duang Pham, Trong Hoa Tran et al. Intrusion-related Lang Vai gold-antimony district (Northeastern Vietnam): Geology, mineralogy, geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar age // Ore Geol. Rev. 2018. V. 96. P. 218–235.
20. Tuan Anh Nguyen, Xiaoyong Yang, Hein Vu Thi, Lei Liu, Insung Lee. Piaoak granites related W-Sn mineralization, Northern Vietnam: Evidence from geochemistry, zircon geochronology and Hf isotopes // J. Earth Sci. 2019. V. 30, N 1. P. 52–69.
21. Twiss R.J. Moores E.M. Structural geology. Freeman, New York, 1992.
22. Zang Guo Wei, Guo An Lin, Wang Yue Jun, Li San Zhong, Dong Yung Peng, He Den Fa, Cheng Shun You, Lu Ru Kui, Yao An Ping. Tectonic of South China continent and its implications // Sci. China. Earth Sciences. 2013. V. 56, N 11. P. 1804–1828.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

после доработки 23.05.2022 г.
принята к печати 19.07.2022 г.

S.A. Kasatkin, V.V. Ivin, Nguyen Hoang, Pham Thi Dung, V.V. Ratkin

**Structural conditions of polymetal mineralization distribution at the Cho Dien ore district
(Lo Gam metallogenic zone, northern Vietnam)**

Structural research of the Cho Dien ore district and its vicinity has revealed that the formation of folds and faults occurred under sublatitudinal stress field. Evidences of ore component interlayer migration up-rake have been identified in the stratified ore-bearing layers of the Nam Lung deposit. This fact is connected to the wide development of interstratal thrusts during the formation of an anticline. Step faults developing along the anticline hinge zone bounded ore component migration, thus accounting for accumulation of ore material and formation of low-angle ore shoots. Such structural control of ore body localization is, possibly, one of the conditions of most industrially important Pb-Zn deposits confinement to the anticline hinge zone of the Cho Dien ore district.

***Key words:* anticline, interstratal thrusts, interlayer migration, Pb-Zn ores, Vietnam.**