

**СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ И ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ
ЯПОНОМОРСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ – ОКЕАН***Л.А. Изосов**Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН им. В. И. Ильичева, г. Владивосток*

В статье впервые для Япономорского региона на основе формационного метода проведена корреляция PZ_2 образований. Показано, что в пределах рассматриваемого фрагмента Восточно-Азиатской зоны перехода континент – океан активно проявился рифтогенез. PZ_2 формации региона накапливались в морских и океанических бассейнах и выполняют рифты, дива-структуры и амагматичные платформенные прогибы. Они тесно связаны между собой по латерали и образуют ряды тектонических комплексов, для которых характерно наличие переходных типов. Обсуждается важная для региона проблема разделения однотипных среднепалеозойских и верхнемезозойских "немых" кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенных формаций, часто имеющих хаотическое строение. Металлогенические особенности PZ_2 формаций региона выражаются в том, что они во многих случаях являются рудоносными и потенциально рудоносными образованиями (U, Th, Pb, Zn, колчеданные руды, алмазы и др.). Высказано предположение о PZ_2 источнике рудного вещества для известных в регионе промышленных колчеданных месторождений и рудопроявлений, которые представляют собой рудоносные олистостромы. Процессы формирования мегаструктуры Япономорской зоны перехода рассматриваются на основе парадигмы о тектонической расслоенности литосферы.

Ключевые слова: средний палеозой, формации, тектоника, остаточный массив, покровно-складчатые системы, рифт, дива-структуры, палеогеография, рудоносность, Япономорский регион.

ЦЕЛЬ РАБОТЫ

Основная цель работы – провести на основе формационного анализа корреляцию S и D отложений в Япономорской зоне перехода континент – океан, определить тектонические позиции, геодинамические и палеогеографические обстановки накопления данных образований, а также наметить их металлогенические особенности. Рассматриваемая зона включает Япономорскую впадину, а также ее континентальное и островное обрамление: Приморье, Северо-Восточный Китай, Корею и Японию.

Материалы и методика исследований

В основу статьи легли личные материалы автора, полученные им при проведении крупно- и среднemasштабных геологических и геофизических съемок, а также полевых металлогенических работ (U, W, колчеданное оруденение, алмазы) в Приморье (1962–1989 г.г.). В ней также использованы результаты научно-тематических исследований геологии сопредельных российских и зарубежных террито-

рий, осуществленных автором в Тихоокеанском океанологическом институте (1989–2000 г.г.) по региональным программам "Дальний Восток", "Вестпак" и "Геошельф."

Примененный автором формационный метод исследований разработан Н.С. Шатским [51], которым геологическая формация рассматривается как выделенная эмпирически парагенетическая ассоциация горных пород. При этом выделение парагенезов пород основывается на их совместном нахождении, а не на их общем генезисе, который может быть неопределенным или дискуссионным. Таким образом, понятие парагенеза является базовым в учении о геологических формациях, которое было в значительной мере расширено и детализировано в известных работах Н.П. Хераскова, Ю.А. Косыгина, Ю.А. Кузнецова, В.И. Драгунова и др. Выделение формаций, в общем, зависит от конкретных целей исследований: в этом смысле показательно мнение Г.Л. Кирилловой и М.Т. Турбина: "...каждый исследователь будет выделять формации в таком объеме, какой ему

нужен и удобен для достижения своей цели” [43, с. 77]. Автору, как геологу-съемщику, в этом вопросе ближе всего подход Н.П. Хераскова и Н.Б. Вассоевича, которые считают, что формация – это несколько толщ или свит, свита, подсвита.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ЯПОНОМОРСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА

В пределах Япономорской зоны перехода, где широко распространены S и D формации, выделяются [6, 23, 25, 42]: Сино-Корейская параплатформа (шит), массив Бурья-Цзямусы, Сибирская платформа, параплатформа Янцзы и их фрагменты (остаточные массивы), разделенные полициклическими покровно-складчатými системами (зонами) (рис. 1, 2). Одной из важнейших PZ_2 тектонических структур данной территории является краевой Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, обрамляющий Ханкайский массив, который включает значительные объемы PZ_2 образований [8, 25, 26] и практически пол-

ностью отвечает определению сводово-вулканического рифта [31]. Веским доказательством окраинно-континентальной природы вулканогена является то, что он заложился не на океаническом субстрате, как это свойственно островодужным поясам, а на мощном гранитно-метаморфическом основании в краевых частях Ханкайского массива и отличается пестрым составом вулканизма с развитием бимодальных серий [8, 15, 22]. На диаграмме главных компонент ареал точек всех вулканических комплексов ($^a-K_2$) Западно-Сихотэ-Алинского пояса практически совпадает с трендом типичных петрохимических серий окраинно-континентальных вулканических зон; при этом характерно, что наиболее основные разности раннедевонских вулканитов соответствуют на диаграмме стандарту [26]. Автор полагает, что в Японии и на подводных возвышенностях Японского моря имеются фрагменты аналогичных структур, разобщенные в результате мощного проявления гималайского тектогенеза [5, 10, 16, 21, 23, 29, 30, 57].

Рис. 1. Схема распространения силурийских и близких к ним по возрасту формаций в Япономорском регионе.

1–3 – **докембрийские структуры:** 1- континентальное обрамление Японского моря; 2 – докембрийские блоки Япономорской впадины, предположительно относящиеся к параплатформе Янцзы: Восточно-Корейский (ВК), Криштофовича (К), Ямато (Я) и др.; 3 – **докембрийские блоки** (комплекс основания) Японских островов, предположительно относящиеся к параплатформе Янцзы: Южный Китаками – Абукума (ЮКА) и Хида (Х); 4 – **платформенные прогибы и дива-структуры:** Кабаргинский (К), Пхеннамский (П), Самчхокский (С) и Южно-Синегорская дива-впадина (Ю); 5 – **полициклические покровно-складчатые системы:** каледонско-яньшаньская Цзилинь – Хэйлунцзянская с зонами Цзилиньской (Ц) и Туманган-Лаоэлин-Гродековской, или Яньбяньской (ТЛГ); яньшаньская Наданьхада – Сихотэ-Алинская (НСА); Корейская с зонами индосинийской Имджинганской (И) и раннеяньшаньской Окчхонской (О); Японская (ЯП) с зонами каледонской Циркум-Хида – Нагато (ЦХН), герцинской Тюоку (Т), раннеяньшаньскими и гималайскими, в том числе, Самбагава (См), Титибу (Тт) и Сахалинской (Сх); 6 – **тектонические швы (а) и региональные разломы (б)** установленные и предполагаемые: Центральный Сихотэ-Алинский (1), Западно-Приморский (2), Арсеньевский (3), Северо-Яньцзиньский, или Чонли-Чэндэ (4), Тань-Лу – Циндао (5), Хаячине (6), Танакура (7), Окчхонский (8), Собэкский (9), Циркум-Хида (10), Илань – Итун (11), Западный Наданьхада-Алинский (12), Дальнереченский (13), Тань-Лу-Мишань – Сюркумский (14), Ялуцзян – Циндао (15), Рисире – Монерон (16), Центрально-Сахалинский (17), Прибрежный (18), Находка – Ольгинский (19), Восточно-Приморский (20), Восточно-Япономорский (21), Хидака (22), Южно-Приморский (23), Чхончжинский, или Сусончхонский (24), Центрально-Япономорский (25), Ямато (26), Садо (27), Кучжан – Кымя (28), Синвон – Осан (29), Канхва – Косон (30), Уллындэ (31), Северо-Окийский (32), Западно-Цусимский (33), Восточно-Цусимский (34), Итоигава – Шизуока (35), Медианная тектоническая линия (36), Бутсузо (37); 7 – **стратифицированные формации (CSVT – карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенная, SVTC – кремнисто-вулканогенно-терригенно-карбонатная, SVT – кремнисто-вулканогенно-терригенная, TV – терригенно-вулканогенная, VT – вулканогенно-терригенная, VCT – вулканогенно-карбонатно-терригенная, CT – карбонатно-терригенная, TC – терригенно-карбонатная, C – карбонатная, V – вулканогенная, T – терригенная); 8–13 – локальные выходы базит-гипербазитовых формаций [25]:** кимберлитовой (8), габбро-троктолит-кортландитовой (9), оливинит-верлитовой (10), дунит-верлит-пироксенитовой (11), дунит-гарцбургитовой (12) и неясного генезиса (13).

Зоны, районы (в кружках): I – Гродековский, II – Малоключевской, III – Тамгинский, IV – Тихорецкий (Телянзинский), V – Буянковский, XIII – Дахэчжэньский, XIV – Цзилиньский и Хэйлунцзянский, XVII – Пхеннамский, XVIII – Самчхокский, XIX – подводных возвышенностей Алпатова, Витязя и Ямато, XX – XX а – Южный Китаками (XX – Офанато, XXа – Камаиши); XXI – Фукудзи; XXII – Куросэгава (XXII а – Гион-яма, XXII б – Йококура-яма).

Примечания: 1). №№ зон, районов и блоков на рис. 1. соответствуют таковым на формационной схеме силурийских (рис. 2). В схему не вошли блоки Юннань (XV) и Янцзы (XVI), разрезы которых показаны на рис. 3.

Врезка: Схема структурно-формационного районирования силура Хабаровского и Амурского регионов (по Г. В. Роганову и Л. А. Изосову; из [38]).

Границы: 1 – основных тектонических структур, 2 – структурно-формационных зон и блоков, 3 – подзон; буквы на схеме: СП – Сибирская платформа, МО ПСС – Монголо-Охотская покровно-складчатая система; VI – Верхне-Амурская зона; VII-IX – Удско-Шантарская зона; районы: VII – Баладекский, VIII – Галамский, IX – Тьльский; БМ – Буреинский массив, районы: X – Гарь-Мамынский и Норский, XI – Чагоянский, XII – Сухотинский); СА ПСС – Сихотэ-Алинская покровно-складчатая система.

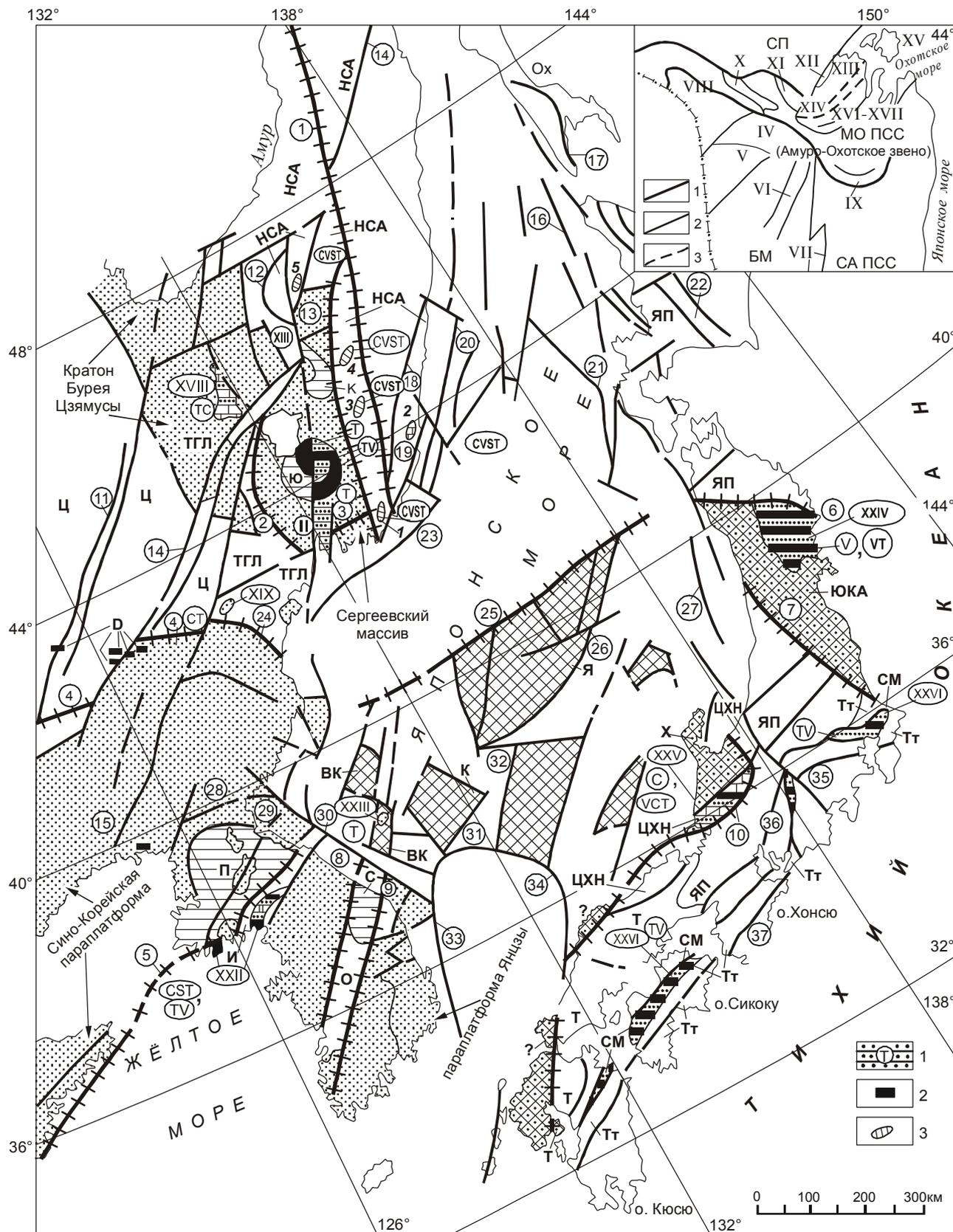


Рис. 2. Схема распространения девонских и близких к ним по возрасту формаций в Япономорской зоне. (Тектоническое районирование и разломы см. на рис. 1).

Главными PZ_2 тектоническими событиями региона являются [13, 15, 18, 20, 25 и др.]: (1) S_1 – деструкция дорифейской коры, заложение сети мощных раздвигов с новообразованной океанической корой и обособление остаточных массивов; (2) $D-C_1$ – пульсационное растяжение–сжатие сиалического субстрата (иногда с разрывом сплошности); формирование внутриплитных коллизионных структур и наращивание платформенного чехла.

СРЕДНЕПАЛЕЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ

По данной проблеме автором в разные годы опубликовано большое количество работ, на главные из которых [12, 15, 20, 21, 23, 24] он и будет опираться в статье. Стратиграфические схемы S и D Приморья, составленные автором, при участии В.А. Бажанова и Н.Г. Мельникова, а также схемы структурно-формационного районирования S и D юга Дальнего Востока (Г.В. Роганов, Л.А. Изосов) приняты на IV межведомственном стратиграфическом совещании по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточно-Забайкалья [38].

Силурийские и близкие к ним по возрасту формации

В современной диспозиции эти отложения имеют “лоскутное” распространение и обнаруживаются в тех местах, где развит мощный платформенный чехол или обнажены глубоко вскрытые эрозией рифтогенные структуры (рис. 1, 3).

В Приморье среди них обособляются формации двух типов: (1) образования внутриконтинентальных рифтов – S_1 кремнисто-вулканогенно-терригенная (с гипербазит-базитовой ассоциацией) и, вероятно, одновозрастные с ней терригенно-вулканогенная (с базит-гипербазитовой ассоциацией) и

кимберлитовидная; (2) накопления окраинных прогибов и межгорных впадин Ханкайского массива – $O-S$ молассоидная и терригенная пестроцветная, а также $S^?-D_1$ карбонатно-терригенная. С терригенной частью S_1 кремнисто-вулканогенно-терригенной формации четко коррелируются граптолитовые фации S_{1-2} вулканогенно-терригенно-карбонатной (с риолитовой ассоциацией) формации Северо-Восточного Китая, развитой, как и первая, в Туманган-Лаоэлин-Гродековской полициклической покровно-складчатой зоне [23, 25]. Кроме того, там известны внутриконтинентальные рифтогенные $S_1^?$ дунит-верлит-пироксенитовая и S_2 габбро-троктолит-кортландитовая формации, по-видимому, представляющие корневые зоны вулканоплутонических базит-гипербазитовых ассоциаций [25, 57].

Характерно, что аналогичные по тектоническому типу и литологии одновозрастным образованиям Приморья S карбонатно-терригенные и терригенные пестроцветные формации пользуются широким распространением как в краевых частях Буреинского массива, так и в Верхне-Амурской и Удско-Шантарской покровно-складчатых зонах [38, 39, 44]. При этом в Удско-Шантарской зоне выделяется своей огромной мощностью карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенная ассоциация, включающая олистолиты известняков и обломочных пород с S фауной, кремней, зеленокаменно перерожденных базитов и прослой седиментационных брекчий.

На Корейском полуострове [10, 23] известны S_{1-2} сравнительно маломощные карбонатно-терригенная и карбонатная формации, залегающие в Пхеннамском и Самчхокском платформенных прогибах, которые могут быть сопоставлены с ассоциациями шельфа пассивных континентальных окраин [9].

1 – стратифицированные формации, группы формаций ($CVST$ – карбонатно-вулканогенно-кремнисто-терригенная, CST – карбонатно-кремнисто-терригенная, $ТС$ – терригенно-карбонатная, $СТ$ – карбонатно-терригенная, $С$ – карбонатная, VT – вулканогенно-терригенная, VCT – вулканогенно-карбонатно-терригенная; V – вулканогенная T – терригенная); 2 – локальные выходы габбро-троктолит-кортландитовой формации [25, 27]; 3 – олистолиты позднедевонской и позднедевонско-карбонатовой карбонатно-вулканогенно-кремнисто-терригенной формации в Наданьхада-Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системе

Зоны, районы: I – Южно-Синегорский, II – Артемовский, III – Фудинов Камень, XVIII – Баоцин, XIX – Янцзи, XXII – Импджинган, XXIII – Восточно-Корейской подводной возвышенности, XXIV – Хикорочи – Нагасака, XXV – Фукудзи, XXVI – Самбагава.

Примечания: №№ зон, районов и блоков на рис. 2 соответствуют таковым на формационной схеме девонских (рис. 4). В схему не вошли блоки Янцзы (XX) и Хуанань (XXI), разрезы которых показаны на рис. 4.

Врезка: Схема структурно-формационного районирования девона Хабаровского и Амурского регионов (по Г. В. Роганову и Л. А. Изосову; из: [38]).

Границы: 1 – основных тектонических структур, 2 – структурно-формационных зон и блоков, 3 – подзон; буквы на схеме: СП – Сибирская платформа, БМ: Буреинский массив, зоны и районы: IV, V – Норско-Сухотинская зона: IV – Гарь-Мамынский, V – Сухотинский; VI – Нимано-Мельгинская зона; VII – Урмийская зона; МО ПСС – Монголо-Охотская покровно-складчатая система, зоны и районы: VIII – Верхне-Амурская зона; IX – Ниланская зона; X – Долбырь-Тунгалинская, XI – Ланская, XII-XVII – Удско-Шантарская зона: XII – Баладекский, XIII – Галамский, XIV – Тыльский, XV – Шантарский, XVI-XVII – Тугурский; СА ПСС – Сихотэ-Алинская покровно-складчатая система.

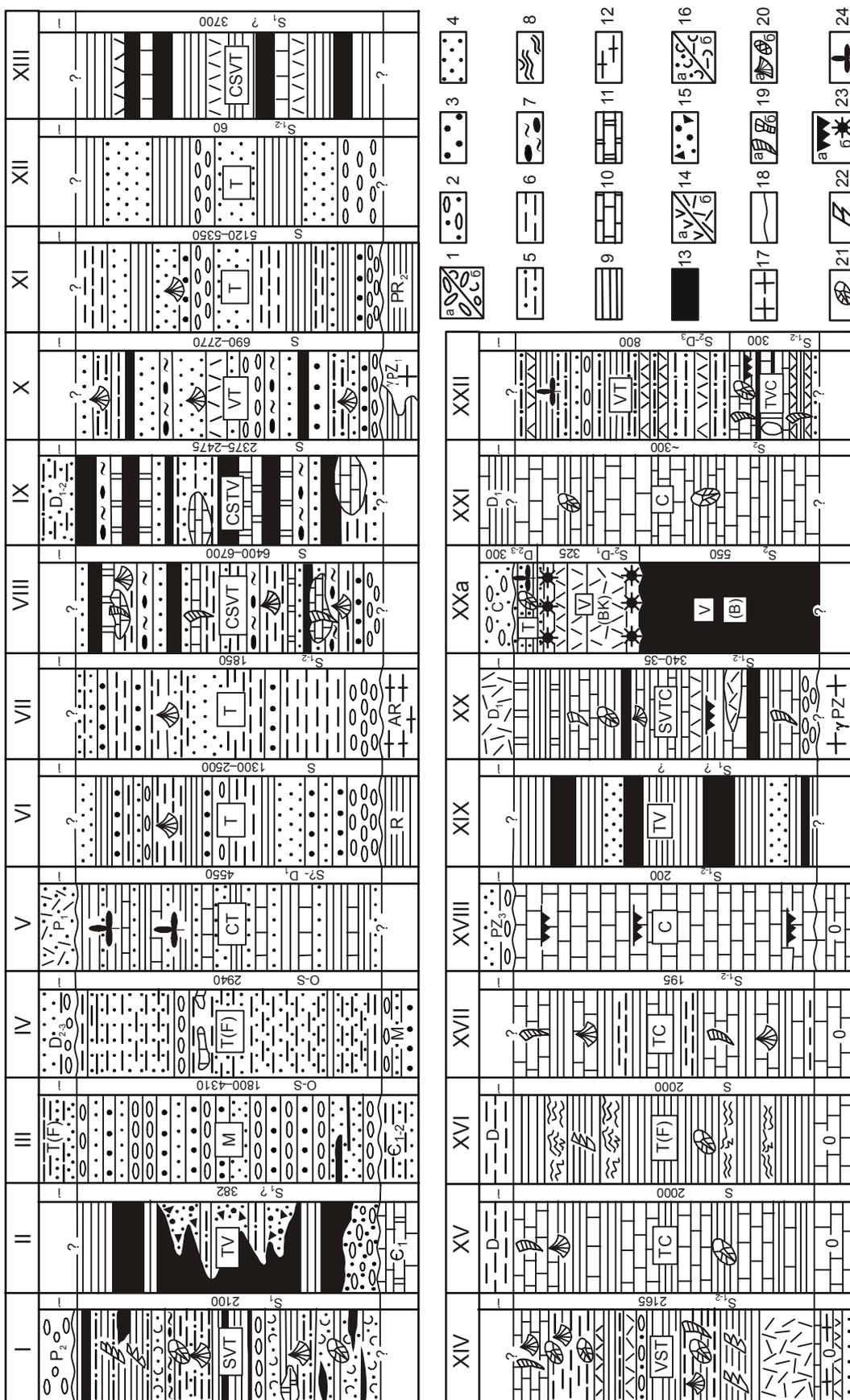


Рис. 3. Формационная схема силурийских и близких к ним по возрасту отложений Японморского региона и сопредельных территорий.

Значительным литологическим сходством с S_1 кремнисто-вулканогенно-терригенной формацией Приморья обладает выступающая на подводных возвышенностях Япономорской впадины терригенно-вулканогенная ассоциация с преимущественно океаническими толеитами [21]. Она включает также аркозовые и кварцевые обломочные породы, что указывает на ее связь с внутриконтинентальными рифтогенными структурами, в которых произошел разрыв сиалической коры.

В Японии [54] S отложения представляют кремнисто-вулканогенно-терригенно-карбонатную группу формаций (с метариолитовой ассоциацией), которая образовалась на начальной стадии развития внутриконтинентального рифта. Об этом свидетельствует сочетание мелководных (шельфовых) известняков и глубоководных (субокеанических?) радиоляритов, а также зеленокаменных кислых вулканитов и шальштейнов [58]. Корневую зону риолитовых покровов, по-видимому, представляют интрузивы гранитоидов с силурийскими изотопными датировками (412–430 млн лет; Rb-Sr). Кремнисто-вулканогенно-терригенно-карбонатная группа формаций Японии несет определенные черты сходства с одновозрастными толщами Кореи (обилие известняков с бентосной фауной), Северо-Восточного Китая (парагенез кислых вулканитов и мелководных известняков) и Приморья (наличие небольших объемов красноцветных кремнистых пород, андезитов и шальштейнов). Это указывает на то, что они накапливались в расчлененном эпиконтинентальном бассейне, отдельные участки которого обладали различной тектонической и магматической активностью. S породы Японии зачастую находятся в аллохтонном залегании в

MZ микститовых толщах, в частности, в тектоническом поясе Титибу [5, 46].

Девонские формации

D формации накапливались практически в тех же бассейнах, что и S отложения (рис. 1–4). В Приморье они входят в платформенный чехольный комплекс (D_{2-3} терригенная слабоугленосная) или выполняют структуры активизации типа дива [13, 53] в пределах дорифейского Ханкайского массива (D_1 базальт-риолитовая, D_{2-3} терригенная пестроцветная и D_3 вулканогенно-терригенная, включающая шошонит-латитовую ассоциацию). С D накоплениями тесно связана локально распространенная S_1 риолитовая формация. Среди образований структур активизации выделяются также экстрезивные, субвулканические и плутонические фации: D_1 дацит-риолитовая, гранитовая и габбро-сиенитовая, D_3 диабазовая, S_1 дацит-риолитовая и габбро-сиенит-трахириолитовая [13, 20]. Девонские формации, близкие по типу к развитым в чехле Ханкайского массива, а также карбонатно-вулканогенно-кремнисто-терригенные ассоциации исключительно большой мощности, в которых сочетаются гетерогенные образования с морской фауной и наземной флорой, распространены в северном обрамлении Буреинского массива и в Монголо-Охотской покровно-складчатой системе [38, 39, 44].

В Северо-Восточном Китае в пределах массива Бурей-Цзямусы и Туманган-Лаоэлин-Гродековской зоны известны локальные ареалы развития D толщ, которые рассматриваются китайскими геологами [57] как геосинклинальные отложения, а на наш взгляд, представляют собой образования наложенных впадин (карбонатно-терригенная и риолитовая формации) [23].

I – Туманган-Лаоэлин-Гродековская покровно-складчатая зона, II–V – Ханкайский массив (II–IV – Южно-Синегорская впадина; районы: II – Малоключевской, III, IV – Тихорецкий (Телязинский), V – Кабаргинский (Тамгинский) прогиб; VI–IX – Монголо-Охотская покровно-складчатая система: (VI – Верхне-Амурская зона, VII–IX – Удско-Шантарская зона; районы: VII – Баладекский, VIII – Галамский, IX – Тыльский); X–XII – Буреинский массив (районы: X – Гарь-Мамынский и Норский, XI – Чагоянский, XII – Сухотинский); XIII – Дахэжэньский массив; XIV – Цилиньская и Хэйлунцзянская покровно-складчатые зоны; XV–XVI – параплатформа Янцзы; блоки: XV – Юннань, XVI – Янцзы; XVII – Сино-Корейская параплатформа (Пхеннамский прогиб); XVIII–XXI – континентальные блоки Япономорского региона, предположительно относящиеся к параплатформе Янцзы; XVIII – Самчхокский (с одноименным прогибом), XIX – подводные возвышенности Алпатова, Витязя и Ямато; XX–XX a – Южный Китаками – Абукума (районы: XX – Офунато, XX a – Камаиши), XXI – Хида; XXII – покровно-складчатая зона Титибу.

1 – конгломераты, конгломератобрекчи (а), туфоконгломераты (б); 2 – конгломеративные песчаники; 3 – гравелиты, гравелистые песчаники; 4 – песчаники, кварциты; 5 – алевропесчаники; 6 – алевролиты; 7 – седиментационные брекчи (олистостромы); 8 – турбидиты; 9 – сланцы, аргиллиты; 10 – известняки, доломиты; 11 – кремни, яшмы; 12 – кристаллические сланцы, гнейсы; 13 – основные вулканиты, зеленокаменные породы; 14 – вулканиты среднего (а) и кислого (б) состава; 15 – псефитовые и агломератовые ксенотуфы смешанного состава; 16 – туфопесчаники (а), туфоалевролиты и туффиты (б); 17 – граниты; 18 – несогласное залегание пород; 19–24 – органические остатки: 19 – кораллы (а) и морские лилии (б), 20 – брахиоподы (а) и фораминиферы (б), 21 – трилобиты, 22 – граптолиты, 23 – конодонты (а) и радиолярии (б), 24 – флора.

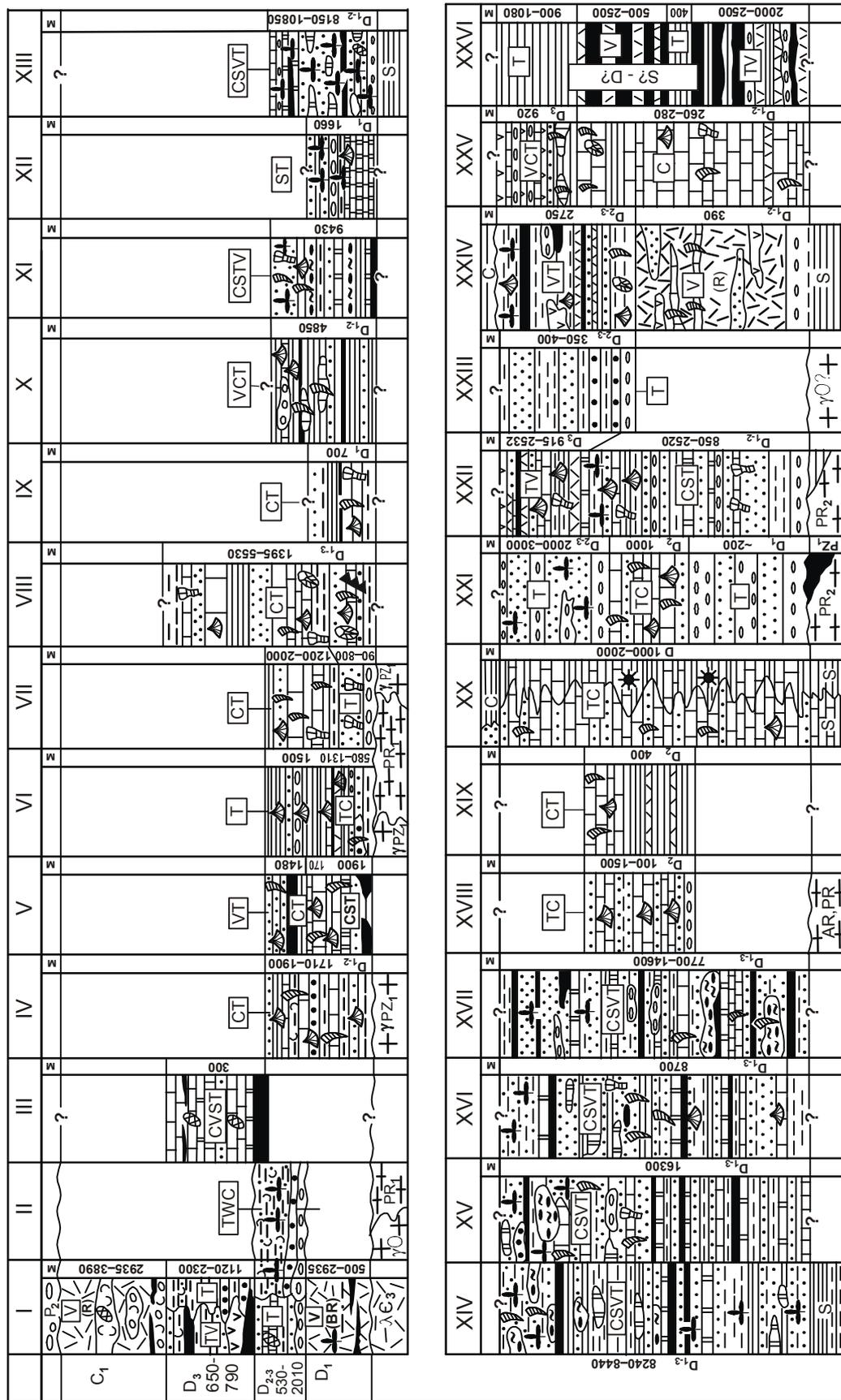


Рис. 4. Формационная схема девонских и близких к ним по возрасту отложений Японморского региона и сопредельных территорий.

I – Ханкайский массив (I – Южно-Синегорская впадина, II – Артемовский район); III – Сихотэ-Алинская покровно-складчатая зона (район Фудингов Камень); IV – VII – Буреинский массив; зоны: Норско-Сухотинская с районами Гарь-Мамыньским (IV) и Сухотинским (V), VI – Нимано-Мельгинская, VII – Урмийская; VIII – XVII – Монголо-Охотская покровно-складчатая система; зоны: VIII – Верхне-Амурская, IX – Ниланская, X – Долбырь-Гунгалинская, XI – Ланская, XII – XVII – Удско-Шантарская с районами Баладеским (XII), Галамским (XIII), Тыльским (XIV), Шантарским (XV), Тугурским (XVI, XVII); XVIII – Кэнтэйский массив; XIX – Туманган-Лаозин-Гродековская покровно-складчатая зона; XX, XXI – параллельная Янцзы с блоками Янцзы (XX) и Хуанань (XXI); XXII – Сино-Корейская параллельная покровно-складчатая зона Имджинган; XXIII – XXV – континентальные блоки Японморского региона, предположительно относящиеся к параллельной Янцзы; XXIII – Восточно-Корейская возвышенность, XXIV – Южный Китаками – Абукума, XXV – Хида; XXVI – покровно-складчатая зона Самбагава. Условные обозначения см. на рис. 3.

На Корейском полуострове D накопления развиты в южном обрамлении Наннимского кристаллического массива [10, 47]: в Имджинганской гетерогенной покровно-складчатой зоне выделены [23] морские D_{1-2} карбонатно-кремнисто-терригенная и D_3 вулканогенно-терригенная (со спилит-кератофировой ассоциацией) формации, которые имеют определенное сходство с толщами, выполняющими Тамгинский (Кабаргинский) прогиб и Южно-Синегорскую дива-впадину Приморья [15]. Однако накопились они в более тектонически активной структуре (типа глубоко раскрытого внутриконтинентального рифта).

В Япономорской впадине на Восточно-Корейской подводной возвышенности распространена терригенная толща, залегающая на ордовикских? гранитоидах [21], которая по литологическому составу может быть четко сопоставлена с D_{2-3} терригенной пестроцветной формацией Южно-Синегорской дива-впадины.

На Японских островах [54] автором выделены преимущественно морские (и субокеанические?) формации: S_2 - D_1 риолитовая, D_1 метариолитовая (кератофировая), D_{1-2} карбонатная, D_{2-3} вулканогенно-терригенная и терригенная, D_3 вулканогенно-карбонатно-терригенная. В целом, этот формационный ряд близок к таковому в Имджинганской зоне Кореи. От D образований Приморья “японские” отличаются наличием значительно больших объемов известняков и меньших – вулканитов. В то же время, находки в них, помимо обильной бентосной и глубоководной фауны [58], наземных флор [54] свидетельствует о том, что рассматриваемые формации накапливались как в морских (океанических?) бассейнах, так и в континентальных условиях. Поэтому, в принципе, можно сравнивать тектонические позиции формаций названных регионов, которые отвечают образованиям структур активизации и платформенному чехлу.

Следует также отметить большое сходство D_1 и D_3 вулканогенных и терригенно-вулканогенных толщ Южно-Синегорской впадины, зоны Имджинган и микроконтинента Южный Китаками–Абукума Японии [5, 54]. Только в двух последних случаях при излиянии лав произошло более глубокое проникновение магмоконтролирующих расколов в мантийную зону и более масштабное прогибание дна бассейнов седиментации. Вулканогенные ассоциации занимают различное положение в D разрезах: в Южно-Синегорской дива-впадине это – D_1 риолитовая, D_3 базальтовая (шошонит-латитовая), в зоне Имджинган – D_3 спилит-кератофировая, в блоке Южный Китаками–Абукума – S_2 - D_1 риолитовая, D_1 метариолитовая, D_{2-3} и D_3 андезибазальтовая и, наконец, в Норско-Сухо-

тинской зоне – D_{1-2} базальтовая. Проявление кислого вулканизма, по-видимому завершающего S магматизм, отражает сводо- и куполообразование, а среднего-основного – рифтогенез (депресссионный этап).

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ФОРМАЦИЙ

PZ_2 формации Япономорского региона часто являются рудоносными и потенциально рудоносными и в металлогеническом отношении представляют конвергентный и дивергентный классы [9]. К первому относятся коллизионные образования вулканических поясов андийского типа (Западно-Сихотэ-Алинский), а ко второму – накопления в осевых зонах глубоко раскрытых раздвиговых структур.

Минерализация конвергентного типа размещена в терригенно-вулканогенных и вулканогенных группах. Она представлена осадочно-метаморфогенными и гидротермально-метасоматическими месторождениями и рудопроявлениями U, Th, Mo, Cu, Pb, Zn и др. [13, 25]. Главная рудоносная структура региона, с которой связаны эти проявления, – Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс с Южно-Синегорской полигенной вулканотектонической депрессией. В последней размещены районы: Синегорский урановорудный и Вознесенский с промышленной комплексной и разновозрастной (a - C_1) оловянной, полиметаллической, редкометалльной и флюоритовой минерализацией.

Южно-Синегорская дива-впадина является вулканогенно-рудным центром [13]: в ней локализованы 2 непромышленных месторождения, 20 рудопроявлений и 29 проявлений U; за ее пределами PZ_2 формации, представляющие образования чехла Ханкайского массива, нерудоносны. Ураноносными и потенциально ураноносными формациями Южного Синегорья являются O-S молассоидная и терригенная пестроцветная, D_1 базальт-риолитовая, D_{2-3} терригенная пестроцветная, D_3 вулканогенно-терригенная, C_1 риолитовая и габбро-сиенит-трахириолитовая [13]. Как указывают М. В. Горошко и В. А. Шередко (1979 г.), для Синегорского урановорудного района характерно неоднородное распределение рудогенных элементов и сочетание: 1) осадочно-метаморфогенной минерализации, развитой, главным образом, в PZ_{1-2} терригенных толщах, и 2) гидротермально-метасоматических рудопроявлений, связанных с D- C_1 магматитами, специализированными на U. Для Южного Синегорья характерен также необычный тип эволюции магматических очагов, когда наблюдается: 1) субщелочной уклон химизма средних-основных членов генетических рядов пород, при повышенных концентрациях

калия в составе щелочей и пониженных содержаниях полевошпатовой извести; 2) высокие значения суммы щелочей (79 %) и преобладание К над Na и Fe над Mg в кислых магматитах. При этом наблюдается общая тенденция увеличения содержаний U в направлении от ранних к поздним фазам D-C₁ магматической серии – от 6,3 г/т до 12,4 г/т.

По данным А.С. Бражникова, Ван-Ван-Е, М.В. Горошко, Л.А. Изосова, Е.А. Кириллова, В.Т. Лукаша, Н.К. Чеканцева и других многочисленных исследователей, здесь выделяются два типа рудных формаций: I. U-Mo, локализованная в PZ₁₋₂ терригенных и терригенно-вулканогенных толщах, а также в D жерловых и субвулканических образованиях. II. U-Th, связанная с альбитизированными C₁ субвулканическими гранитоидами. Наибольший практический интерес представляет U-Mo формация, главными рудными минералами которой являются настуран, уранинит, урановые черни, отенит, уранофан, молибденит, пирротин, халькопирит, галенит и арсенопирит.

В результате определения возраста U руд изотопным методом (М.В. Горошко, В.А. Шередеко, 1979 г.) установлено, что он колеблется от 136 до 170 млн лет. U-Pb изохрона дает значения возраста руд – 320–465 млн лет (ордовик – карбон). В статистической выборке из 148 проб с 11 рудопроявлений модальные значения возраста U минерализации составляют 320–470 млн лет. Как видим, наблюдается весьма хорошая сходимость результатов изотопных исследований с геологическими данными.

Многообразие форм нахождения U и других проявлений и их геохимические особенности также подчеркивают сложность и многостадийность рудного процесса. В одних случаях рудообразование было сингенетичным осадконакоплением, а в других – вулканизму. В процессе накопления PZ₂ формаций происходила многократная мобилизация и многоступенчатая концентрация рудных элементов, связанная с активной тектоно-магматической деятельностью. Таким образом, в целом, урановорудный процесс в Южном Синегорье носит полигенный (экзогенно-эндогенный) характер, и PZ₂ формации в этом процессе играют как пассивную (рудовмещающую), так и активную (рудогенерирующую) роли [13]. Известные в Южно-Синегорской депрессии U месторождения являются многосульфидными и относятся к сульфидно-настурановому типу. Там также отмечаются многочисленные медные и полиметаллические рудопроявления, иногда несущие черты стратиформности, приуроченные к терригенным с повышенной углеродистостью породам, к жерловым и субинтрузивным фациям вулка-

нитов, также связанные с коллизионным этапом развития Западно-Сихотэ-Алинского пояса [2, 13].

Продуктами дивергентного (рифтогенного) этапа развития Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса являются коренные проявления алмазов S₁? кимберлитовидной формации и неясного генезиса, а также золото-платиновые россыпи с алмазами, вероятно связанные с S₁ гипербазами [25, 41, 52]. К типу дивергентных также относятся промышленные медноколчеданные тела типа Бесси, залегающие в метаморфической серии Самбагава Японии [7], которые, скорее всего, представляют собой разрушенные в процессе MZ₃ тектогенеза мощные и протяженные PZ₂ стратиформные залежи океанического генезиса. На это указывают сравнительно небольшие размеры и фрагментарность локализации медноколчеданных месторождений. В современной позиции они в виде аллохтонов залегают в своеобразных рудоносных MZ₃ олистостромах [5, 14, 19, 46]. Таким образом, серия Самбагава имеет хаотическую структуру и может быть рассмотрена как объект для поисков раздробленных и переотложенных колчеданных руд. Такие структуры были выявлены в Рудном Алтае, где некоторые пластообразные колчеданные рудные тела являются типичными олистостромами [40]. В данном случае колчеданные залежи могут представлять собой остатки PZ₂ [7] сульфидных построек холмообразной и конической формы, сформировавшихся в зонах палеоразломов и рифтов [2], подобные выявленным в Мировом океане. Возможно, мы сталкиваемся с гетерогенными и гетерохронными колчеданными рудами: в PZ₂ они, вероятно, накапливались в осевых частях COX, а затем в результате спрединга в зонах субдукции и/или коллизии в позднем мезозое были раздроблены и переотложены. При этом происходила мобилизация рудогенных элементов и формирование новых рудных тел, в том числе и MZ₃.

Колчеданные проявления и выходы Fe-Mn осадочных руд, известные в Западном и Восточном крыльях Восточно-Сихотэ-Алинского синклиория [2, 17, 19, 29, 49], по тектонической позиции, на взгляд автора, сходны с орудением серии Самбагава. В Западном крыле (Себучарской офиолитовой зоне, по Л.М. Колмаку, 1974 г.) колчеданное орудование связано с базальт-андезит-риолитовой серией преимущественно Na линии (Л.А. Изосов и др., 1987 г.) [19]. Возраст этих образований ни в одном случае не установлен, а присутствие в пределах зоны D₃ карбонатно-кремнисто-вулканогенных ассоциаций океанического происхождения [49, 50] не исключает вероятности того, что колчеданные руды локализовались в связи с развитием PZ₂ вулканизма. Какая-то часть рассматриваемых рудных тел, залегающих в J₃-K₁ микститах,

может являться реликтами крупномасштабных PZ_2 (D_3) стратиформных колчеданных залежей.

В Восточном крыле, для которого типична чешуйчато-покровная тектоника, выделяются аллохтонные тела, сложенные D_3 рифогенными известняками, пластующимися с океаническими базальтами и кремнями. В последних встречаются прослои Fe-Mn руд, которые по геохимическим характеристикам отвечают Fe-Mn конкрециям и металлоносным осадкам океанов и, вероятно, имеют D_3 возраст. По мнению автора, оправдана высокая оценка перспектив щелочно-базальтовых комплексов (палеогайотов) этого района на медноколчеданное оруденение гавайского типа, данная А.И.Ханчуком с соавторами [49].

Стратиформные колчеданные рудопроявления, а также шеелит-колчеданные промышленные месторождения Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системы, залегающие в олистостромах (Л. А. Изосов и др., 1979 г.) [14, 19], могут быть связаны с развитием PZ_2 и/или MZ_3 вулканизма в океанических рифтах. Точных возрастных данных на этот счет пока не имеется. J_3 - K_1 возраст матрикса доказан палеонтологически [14 и др.], однако в Лермонтовском вольфрамоворудном узле в MZ_3 микститовом комплексе обнаружен олистолит известняков с D_3 фораминиферами [12]. Скорее всего, наиболее интенсивно колчеданное рудообразование происходило здесь в PZ_2 , если учитывать глобальный характер рифтогенеза, проявленного в это время на Востоке Азии. Возможно, источником колчеданного и промышленного шеелит-колчеданного оруденения Центрального Сихотэ-Алиния, считающегося, в основном, J_3 - K_1 [14, 19], являются и PZ_2 металлоносные океанические породы. Колчеданные месторождения – как своеобразные рудоносные олистостромы – могли сформироваться за счет разрушения как PZ_2 , так и MZ сульфидных построек и металлоносных пород с последующей мобилизацией и перераспределением рудогенных элементов, в связи с развитием J_3 - K_1 конседиментационных надвигов и интрузиями K_1 вольфрамоносных гранитоидов хунгарийского типа [14]. Таким образом, проблема расчленения кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенных PZ_2 и J_3 - K_1 формаций, поставленная автором, приобретает в данном случае главенствующее значение.

Итак, PZ_2 рудогенез имеет весьма сложный характер, обусловленный латеральной и временной неравномерностью процесса. Отсюда – пестрая металлогеническая зональность, наблюдаемая в PZ_2 структурно-формационных зонах.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СРЕДНЕПАЛЕЗОЙСКОЙ ПАЛЕОТЕКТОНИКИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

PZ_2 формации Япономорской зоны образуют следующие группы: 1) терригенную (иногда слабоугленосную), 2) карбонатно-терригенную, 3) терригенно-вулканогенную и 4) карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенную. Первая группа накопилась в субэральных или мелководных морских (лагунных) условиях и слагает осадочный чехол докембрийских платформ и остаточных массивов. Вторая образовалась на “плечах” рифтогенных структур в пределах шельфовых областей пассивных континентальных окраин (преимущественно карбонатные ассоциации) и выполняет, как правило, амагматичные прогибы (карбонатно-терригенные ассоциации). Третья участвует в строении краевых вулканических поясов, включающих крупные вулкано-тектонические депрессии. И наконец, четвертая группа представляет собой глубоководные морские и океанические накопления осевых частей глубоко и широко раскрытых раздвиговых зон. По существу, две последние группы генетически близки между собой, однако в прогибах, которые выполняют терригенно-вулканогенные формации, сиалическая кора или растянута, или незначительно разорвана, а в мощных раздвиговых зонах она практически уничтожена.

Формации чехла платформ и остаточных массивов залегают близгоризонтально и лишь в разломных зонах смяты в складки. Однако нередко платформенный чехол бывает сорван с кристаллического основания и в связи с этим приобретает чешуйчато-надвиговую структуру, свойственную образованиям подвижных поясов [30, 42, 47]. В PZ_2 структурах, наложенных на докембрийские блоки, широко распространены брахиформные складки, депрессии кальдерного типа и куполовидные поднятия [13, 25]. В узких внутриконтинентальных рифтогенных зонах PZ_2 формации смяты в дисгармоничные складки и образуют тесно с ними связанные чешуйчато-надвиговые структуры, в которых часто тектонически совмещены накопления, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках. Как правило, это зоны длительного развития; их окончательное оформление происходило в MZ_3 , а иногда и в KZ [16, 29, 30]. И крайним случаем является нахождение PZ_2 пород в виде аллохтонов (глыб, чешуй, олистоплаков) в MZ_3 микститах [28, 32, 33, 49, 50].

Существуют твердые доказательства существования на востоке Азии и Австралии PZ_2 океанических образований: примитивных толеитовых базальтов, радиоляритов и т. п. [48, 49, 50 и др.], фиксирующих положение глубоко раскрытых рифтогенных зон

и зачастую обнаруживающихся в MZ_3 олистостромах. В результате интенсивных индосинийских, яньшаньских и гималайских движений [5, 10, 16, 30, 57] PZ_2 океаническая кора была переработана, во многих случаях уничтожена, а также перемещена на значительные расстояния. Нередко ее фрагменты трудно отличимы от сходных по формационному типу MZ карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенных ассоциаций.

PZ_2 этап развития Япономорского региона отличается весьма высокой тектонической активностью, выразившейся в развитии интенсивного рифтогенеза, который привел к деструкции раннедокембрийского платформенного основания Китайской платформы [15, 21, 42]. Аналогичные процессы происходили в PZ_2 на северо-востоке России и на востоке Австралии [27, 48], что указывает на планетарный характер этого явления. Распад раннедокембрийского “панциря” [42], обрамляющего Палеотихий океан, начался, возможно, уже в позднем докембрии (или в a -О) и фиксируется проявлениями базитового, риолитового и гранитоидного субщелочного с повышенной калиевостью магматизма [13, 28, 29, 48 и др.]. В свете приведенных данных мы должны признать Тихий океан достаточно древней структурой – по крайней мере, допалеозойской [3, 35, 42, 48]. Япономорская переходная зона представляет собой часть активной Западно-Тихоокеанской континентальной окраины: PZ_2 формации четко прослеживаются вдоль нее от Чукотки до острова Тасмания [3, 8, 9, 24, 27, 48].

В результате развития мощных деструкционных процессов в PZ_2 сформировались системы ослабленных и раздвиговых зон. Они образуют непрерывный генетический ряд: внутриконтинентальные амагматичные прогибы и грабены – окраинно-континентальные вулканогены – межконтинентальные (океанические) рифты. При этом последние могли закладываться в PZ_1 и даже в докембрии вдоль глубинных разломов широтного и северо-восточного простирания. К ним относятся длительно развивавшиеся полициклические структуры, разделяющие крупные платформенные блоки – Монголо-Охотская, Сихотэ-Алинская, Цилинь-Хэйлунцзянская, Имджинганская, Восточно-Австралийская и другие [23–25, 38, 39, 44, 47, 50, 56].

В течение PZ_2 седиментационные бассейны Западного континентального обрамления Тихого океана имели тесные связи, хотя отмечаются и случаи их изолированности [11]. Палеобиогеографическая зональность в PZ_2 зачастую совпадает с тектонической, $PZ_{1,2}$ субтропическая и тропическая биота [34] и красноцветные отложения [1] присутствуют во мно-

гих местах Северо-Восточного, Монголо-Охотского и Япономорского регионов. Поэтому не исключается “гондванское” происхождение ряда крупных плит и континентальных блоков [4, 9, 55, 56, 59, и др.].

Если брать в целом фанерозойскую историю развития Западного континентального обрамления Тихого океана, то для ее понимания, по мнению автора, следует учитывать парадигму тектонической расчлененности литосферы [35–37, 45]. Обстановки, благоприятные для крупномасштабного растяжения-сжатия и, как следствие, для проявления рифтогенных и коллизионных процессов, в которые вовлекаются коровые и мантийные тектонические массы, вероятнее всего могут быть обусловлены поворотом тектоносфер относительно друг друга. Этим и объясняется широкое развитие в регионе тектонических покровов, мощных хаотических комплексов, формаций и структур, сформировавшихся в самых различных геодинамических обстановках.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в Япономорской зоне перехода континент – океан в PZ_2 активно проявился рифтогенез, имевший планетарный масштаб, формировались окраинно-континентальные вулканические пояса, дива-структуры и амагматичные платформенные прогибы. В результате процессов тектоно-магматической активизации были локализованы многочисленные месторождения и рудопроявления U, Th, Pb, Zn, колчеданных руд и др. конвергентного и дивергентного типов. Известные в регионе единичные находки коренных и россыпных алмазов, вероятно, связаны с S_1 гипербазитами, в том числе и кимберлитовидного типа.

В настоящей работе автор поддержал представления исследователей, придерживающихся “концепции древности и первичности океанской плиты внутренних частей Тихоокеанского бассейна” [42; с. 146]. Кроме того, в ней придается большое значение процессам тектонической активизации, приведшим к распаду древнего платформенного панциря Тихого океана, многократной переработке консолидированных структур, мобилизации и переотложению рудогенных элементов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анагольева А.И. Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 190 с.
2. Бедокуров Е.И., Изосов Л.А. Перспективы колчеданности вулканогенных зон (Приморье) // Тез. докл. совещ. “Научные принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских вулканических поясах. Хабаровск, 1988. Ч. I. С. 46–48.

3. Богданов Н.А. Строение палеозойского запада Тихоокеанского кольца // Геотектоника. 1966. № 2. С. 43–56.
4. Бретштейн Ю.С., Гуарий Г.З., Печерский Д.М. Палеомагнетизм палеозойских пород террейнов Юго-Западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 4. С. 41–63.
5. Ваquita К. Донеогеновая тектоническая структура Японских островов // Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы Северо-Западной Пацифики. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1992. Ч. 1. С. 18–31.
6. Васильковский Н.П. Палеогеология Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1984. 175 с.
7. Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973. 254 с.
8. Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. 504 с.
9. Геологическая история территории СССР и тектоника плит. М.: Наука, 1989. 206 с.
10. Геология Кореи. Пхеньян: Изд-во книг на иностр. яз., 1993. 663 с.
11. Геология Северо-Восточной Азии. Т. II. Стратиграфия и палеонтология. Л.: Недра, 1972. 527 с.
12. Изосов Л.А. Морской девон Приморья // Изв. АН СССР. 1978. № 4. С. 82–86.
13. Изосов Л.А. Палеозойские формации и геологическое развитие Юго-Западного Синегорья (Приморье): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1981. 33 с.
14. Изосов Л.А., Василенко Н.Г., Мельников Н.Г., Петрищевский А.М. Вольфрамоносная олистострома Центрального Сихотэ-Алиня // Геотектоника. 1988. № 3. С. 76–87.
15. Изосов Л.А., Кандауров А.Т., Бажанов В.А. и др. Силурийские отложения Приморья // Тихоокеан. геология. 1988. № 5. С. 75–82.
16. Изосов Л.А., Мельников Н.Г. О чешуйчато-покровных структурах Западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1988. № 6. С. 47–53.
17. Изосов Л.А., Бедокуров Е.И., Федчин И.Ф. Колчеданосные зоны Япономорского региона // Тез. III Сов.-Кит. симпоз. "Геология, геофизика, геохимия и минеральные ресурсы окраинных морей Тихого океана". Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 219–220.
18. Изосов Л.А., Мишкина И.В., Павличенко Н.М. и др. О медной минерализации Малоключевской рифтовой зоны Приморья // Тихоокеан. геология. 1990. № 4. С. 105–109.
19. Изосов Л.А., Левашев Г.Б., Бедокуров Е.И. и др. Рудоносная мезозойская олистостромовая формация Сихотэ-Алиня и ее тектоническая позиция в Япономорском регионе: Препр. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 55 с.
20. Изосов Л.А. Формации силура, девона и карбона Приморского края // Сов. геология. 1992. № 3. С. 35–45.
21. Изосов Л.А., Леликов Е.П. Средний палеозой Япономорского региона // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики. Хабаровск, 1992. Ч. 1. С. 62–67.
22. Изосов Л.А., Маляренко Л.И. Петрохимические особенности девонских формаций Приморья // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 1. № 1. С. 95–110.
23. Изосов Л.А., Лю Зин Му, Син Ен У, Никитина А.П. Девонские формации и тектоника Сино-Корейской параплатформы и Ханкайского массива: Препр. Владивосток, 1995. 63 с.
24. Изосов Л.А. Среднепалеозойская активная континентальная окраина на Востоке Азии и Австралии // Минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Тез. Всерос. съезда геологов и научно-практ. конф. СПб., 2000. Кн. I. С. 106–107.
25. Изосов Л.А., Коновалов Ю., Емельянова Т.А. Проблемы геологии и алмазоносности зоны перехода континент-океан (Япономорский и Желтоморский регионы). Владивосток: Дальнаука, 2000. 326 с.
26. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И. Западно-Сихотэ-Алинский вулканоген: фрагмент планетарного Западно-Тихоокеанского вулканического пояса // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: Геос, 2001. Т. I. С. 264–267.
27. Колодезников И.И. Среднепалеозойский магматизм и рифтогенез Востока Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой системы: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Иркутск, 1993. 34 с.
28. Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др. Тектономагматические системы аккреционной коры. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989 б. 339 с.
29. Мельников Н.Г., Изосов Л.А. Структурно-формационное районирование Приморья // Тихоокеан. геология. 1984. № 1. С. 53–61.
30. Мельников Н.Г., Изосов Л.А. Кайнозойские тектонические покровы и перспективы углефтегазоносности Приморья // Геотектоника. 1990. № 3. С. 80–87.
31. Милановский Е.Е. Рифтогенез и история Земли. М.: Недра, 1983. 278 с.
32. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
33. Натальин Б.А., Попеко Л.И. Палеозой Галамского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1991. № 2. С. 81–89.
34. Попеко Л.И., Беляева Г.В., Натальин Б.А. и др. Палеобиогеографическая зональность палеозоя и геодинамика Юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 19–30.
35. Пушаровский Ю.М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли. М.: Наука, 1986. 30 с.
36. Пушаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика (кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–7.
37. Пушаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4–11.
38. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.) // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. Хабаровск: Хабаровск. гос. горно-геол. предприятие. 1994. 124 с.
39. Роганов Г.В., Соболев Л.П., Мельник С.Я., Балданов Г.Б. Удско-Шантарский фосфоритоносный бассейн. Новосибирск: Наука, 1986. 167 с.
40. Ротараш И.А., Трубников Л.М. Олистостромы и полиметаллическое оруденение Рудного Алтая // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290, № 4. С. 932–935.
41. Сахно В.Г., Матюнин А.П., Зимин С.С. Курханская алмазоносная диатрема северной части Ханкайского массива: строение и состав пород // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 46–59.

42. Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 157 с.
43. Структура геологических формаций. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. 163 с.
44. Турбин М.Т., Кириллова Г.Л., Анойкин В. И. Новые данные по стратиграфии вулканогенно-осадочных отложений западной части хребта Джагды // Геология и геофизика. 1973. № 3. С. 65–70.
45. Уткин В.П. Геодинамические условия синхронных проявлений конседиментационного базальтоидного вулканизма и базит-гипербазитового интрузивного магматизма // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 31–48.
46. Филатова Н.И. Мезозойская история развития Корейско-Японского региона // Геотектоника. 1990. № 5. С. 112–124.
47. Филатова Н.И., Ким Зон Хи, Ким Хен Со. Тектоника Корейского полуострова // Изв. АН СССР. 1991. № 6. С. 131–144.
48. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
49. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое: Препр. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР. 1988. 56 с.
50. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
51. Шатский Н.С. Фации и формации. Избр. тр. М.: Наука, 1965. Т. IV. С. 219–232.
52. Щека С.А., Вржосек А. А., Сапин В. И., Кирюхина Н.И. Преобразования минералов платиновой группы из россыпей Приморья // Минерал. журн. 1991. Т. 13, № 1. С. 31–40.
53. Chen Guoda. Some problems about diwa regions // Beijing: Science Press, 1989. P. 1–7.
54. Geology and mineral resources of Japan. Hisamoto, Kawasaki-shi, 1977. V. 1. 430 p.
55. Irving E. Fragmentation and assembly of continents, mid-Carboniferous to present // Geophys. Surv. 1983. V. 5. P. 299–333.
56. Klimets M.P. Speculations concerning the Mesozoic plate tectonic evolution Eastern China // Tectonics. 1983. V. 2, N 3. P. 139–166.
57. Regional Geology of Jilin province // Geological memoirs. Beijing, Geol. Publ. House, 1989. Ser. 1. N 10. P. 621–698.
58. Suzuki N., Takahashi D., Kawamura T. Late Silurian and Early Devonian Polycystine (Radiolaria) from the Middle Paleozoic deposits in the Kamaishi area, northeast Japan // Jour. Geol. Soc Japan, 1996. V. 102, N 9. P. 824–827.
59. Xu Jiawei, Tong Weixing, Zhu Grang e. a. An outline of the pre-Jurassic tectonic framework of east Asia // Journ. of Southeast Asian Earth Sci. 1989. V. 3, N 1–4. P. 29–45.

Поступила в редакцию 1 ноября 2001 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

L. A. Izosov

Middle Paleozoic evolution and metallogenic features of the Japan Sea continent-ocean transitional zone

This paper offers for the first time correlation of Middle Paleozoic deposits conducted by the formational method at the V.I. Ilyichev Pacific Oceanology Institute, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences (Vladivostok), for the Japan Sea Region. It is shown that riftogenic processes widely occurred within the study fragment of the East Asia continent-ocean transitional zone. The Middle Paleozoic formations accumulated in the sea and oceanic basins and fill rifts, diwa structures and amagmatic platform troughs. They are closely related in the lateral direction and form series of tectonic complexes, which are characterized by transitional types. The regionally essential problem of discrimination of monotypic Middle Paleozoic and Mesozoic “barren” (lacking fossils) siliceous-carbonate-volcanogenic-terrigenous formations, often distinguished by a chaotic structure, is discussed. The metallogenic features of the Middle Paleozoic formations of the Japan Sea region imply that in many cases these formations are ore-bearing and potentially ore-bearing (U, Th, Pb, Zn, stratiform pyrite ore, diamonds, etc.). The Middle Paleozoic formations are presumed to be the source of ore matter for the regionally known commercial pyrite stratiform deposits and ore occurrences, which are the ore-bearing olistostromes. The processes of formation of the Japan Sea transitional zone megastructure are considered basing on the paradigm of the lithosphere tectonic stratification.