

УДК 551.24(571.6)

СТРОЕНИЕ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО МАГМО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА

© 2005 г. В. П. Уткин

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 22.03.2005 г.

Поступило 24.03.2005 г.

Восточно-Сихотэ-Алинский магмо-металлогенический пояс (ВСАММП) – крупная структура окраины Азии, сформированная в меловом периоде. Магмо-металлогеническую зональность пояса, проявленную с запада на восток (рис. 1), исследователи связывают с латеральной неоднородностью коры и верхней мантии [2, 3, 4] или со сменой магматизма трансформной окраины (ранний мел) на субдукционный (поздний мел) [9]. Однако эту зональность в плане можно рассматривать и как отражение вертикального (снизу вверх) строения пояса, выраженного в его косом эрозионном срезе [7]. Результаты комплексных исследований, включающих и оценку роли структурно-динамических факторов в процессах вертикального развития магматизма и металлогении ВСАММП, получены впервые и характеризуют новый уровень решения этой важной проблемы.

Магматизм пояса синхронно с металлогенией развивался непрерывно от альба до палеоцена. В альбе–раннем сеномане сформирована зона гранитоидных плутонов (рис. 1), локализованных на берриас-валанжинских уровнях берриас-альбской толщи преимущественно терригенных осадков и непосредственно под ней в раннемезозойских образованиях (рис. 2). Плутон, согласно геофизическим исследованиям, имеет уплощенную форму (мощность – 1.5–4.5 км при размерах в плане до первых десятков километров), а вся зона их локализации погружается полого (~10–15°) на юго-восток (рис. 1). Криптоплутон, расположенные восточнее вскрытых эрозией гранитоидных тел и фиксируемые локальными разуплотнениями коры, на земной поверхности выражены обширными полями контактовых роговиков (рис. 1, 2). Глубины размещения криптоплутонов в рудных районах оцениваются от 0.3 до 2 км (рис. 2). В сеномане–палеоцене сформирован вулканический

чехол, юго-восточный фланг которого перекрыт водами Японского моря (рис. 1, 2), что однозначно указывает на его погружение, идентичное погружению на юго-восток и плутоногенной зоны. Наклон ВСАММП произошел в неогене в результате образования Япономорской рифтогенной впадины непосредственно к юго-востоку от пояса [6]. Наклонное положение пояса обусловило косой эрозионный срез и эксгумацию его вертикального строения.

Раннемеловая осадочная толща рассечена на узкие блоки системой северо-восточных сдвиговых зон, контролирующих рудные месторождения (рис. 2), формирование которых происходило в основном с конца раннего мела до палеоцена (110–60 млн. лет). Активность сдвигов в этот период выражена левосторонними смещениями раннемеловых отложений, включая и слои с фауной позднеальбских тригонид, а также идентичными смещениями альб-сеноманских гранитоидных батолитов (рис. 2). Однако начало развития системы окраинно-континентальных левых сдвигов относится к триасу. Об этом свидетельствует изменение на границе палеозоя и мезозоя регионального субширотного сжатия на субмеридиональное направление [5, 8], отвечающее динамическим условиям формирования северо-восточных левых сдвигов, что согласуется с заложением в триасе идентичных сдвигов Тань-Лу [10]. Сихотэ-Алинская система сдвигов в раннем мелу перекрывалась толщей терригенных осадков, выполнявшей роль структурного экрана для глубинных флюидов, восходящих по сдвиговым зонам. Раннемеловая активизация сдвигов привела к формированию срыва в основании осадочной толщи с развитием в ней конседиментационной складчатости, косая ориентировка которой по отношению к сдвигам (рис. 2) соответствует положению складок чехла, перекрывшего активные сдвиги. На начальных этапах складчатость охватывала берриас-валанжинские уровни раннемеловой толщи, с формированием линейных брахиформ, под которыми возникали декомпрессионные криптокамеры (ДКК). ДКК “всасывали” энергоемкие

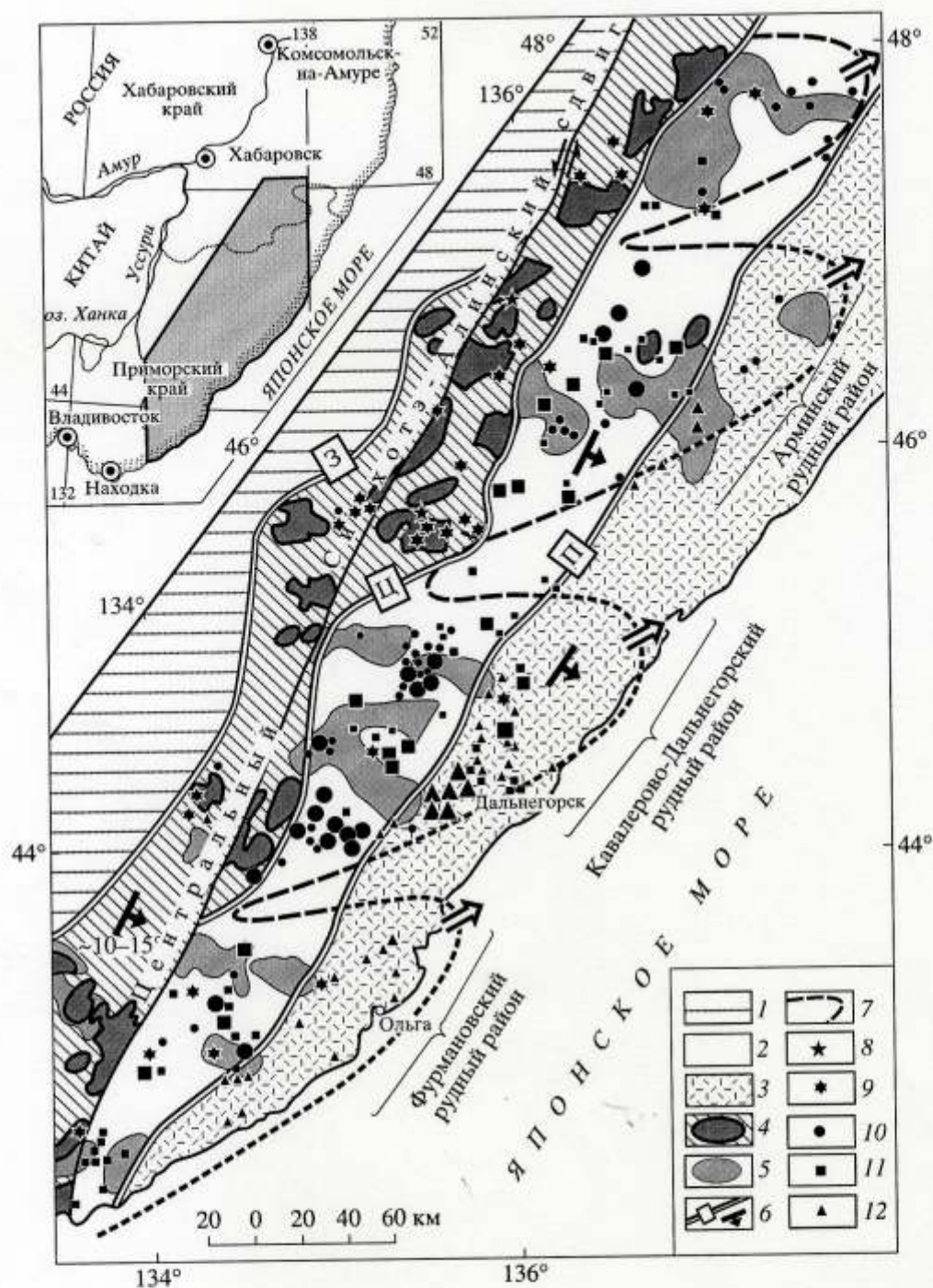


Рис. 1. Отражение вертикальной магмо-металлогенической зональности ВСАММП в косом эрозионном срезе. 1, 2 – домеловые кремнисто-вулканогенно-терригенные (1) и раннемеловые преимущественно терригенные (2) отложения; 3 – вулканиты, слагающие позднемеловой вулканический чехол; 4 – зона альб-раннесеноманских, вскрытых эрозией, гранитоидных плутонов, размещенных на берриас-валанжинских уровнях раннемеловой толщи и непосредственно под ней; 5 – гравитационные минимумы, отражающие положение гранитоидных криптоплутонов; 6 – генерализованные западные границы рудно-магматических зон: З – Западной (плутоногенной), Ц – Центральной (переходной), П – Прибрежной (вулканогенной), отражающих в косом эрозионном срезе вертикальное строение пояса (стрелки – направление погружения зон); 7 – генерализованные границы антиклиналей, контролирующих ареалы раннемеловых гранитоидных плутонов и рудолокализацию с образованием рудных районов (стрелки – направление погружения антиклиналей); 8–12 – рудогенные минеральные ассоциации от высокотемпературных (8) к относительно низкотемпературным (12): 8 – вольфрамитовые, 9 – касситерит-кварцевые, 10 – касситерит-силикатные, 11 – касситерит-сульфидные, 12 – свинцово-цинковые (крупные значки – месторождения, мелкие – рудопроявления).

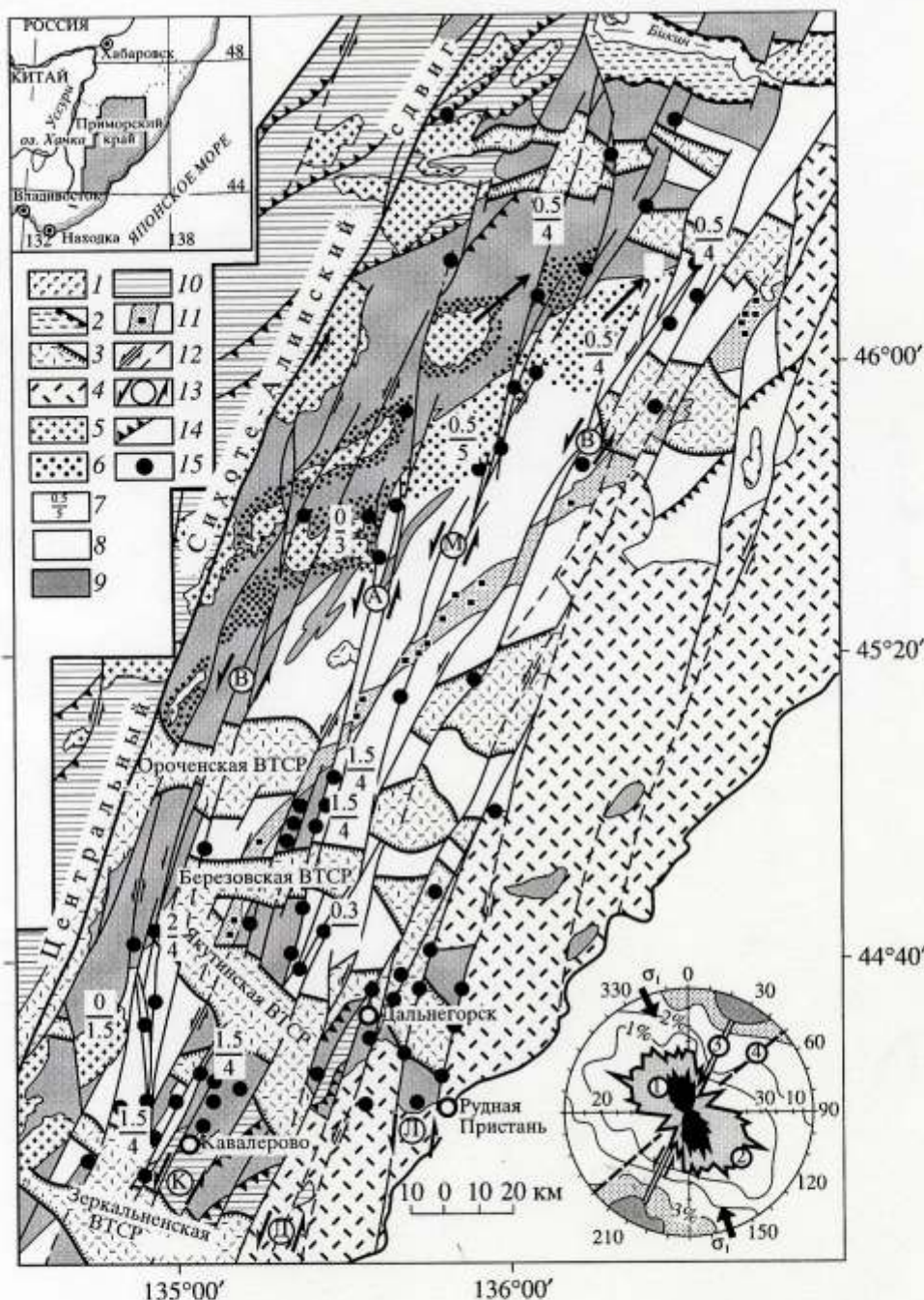


Рис. 2. Контроль рудных месторождений ВСАММП сдвиговыми зонами. 1, 2 – неогеновые андезиты, андезибазальты (1) и осадочные отложения (2), компенсирующие сосдвиговые структуры растяжения; 3, 4 – позднемиоценовые эффузивно-экструзивные образования, компенсирующие вулканотектонические структуры растяжения (ВТСП) (3) и вулканиды, слагающие вулканический чехол (4); 5 – альб-раннесеноманские гранитоидные плутоны; 6 – контактовый метаморфизм плутонов, слагающих Сихотэ-Алиньский (С) и Приморский (П) батолиты (стрелки – направления погружения батолитов); 7 – глубины (км) кровли (числа над чертой) и подошвы гранитоидных криптоплутонов; 8–10 – преимущественно терригенные готерив-альбские (8), берриас-валанжинские (9) и домеловые кремнисто-вулканогенно-терригенные (10) отложения; 11 – маркирующая песчано-конгломератовая толща с фауной апт-альбских ауцеллинов (квадраты); 12 – частные сдвиги сдвиговых зон (штриховые линии – предполагаемые); 13 – рудоносные сдвиговые зоны: В – Восточная, М – Микунинская, А – Арминская, Б – Березовская, К – Кавалеровская, Д – Дальнегорская, Л – Лидовская; 14 – надвиги; 15 – рудные месторождения. Диаграмма (верхняя полусфера) массовых замеров (13211) тектонической штриховки на крутых сместителях, совмещенная с суммарными розами простираций рудных тел и даек. Цифры в кружках: 1, 2 – розы простираций рудных тел (1) и даек (2); 3 – главное направление системы левых сдвигов; 4 – простиражение складчатой системы; σ_1 – направление регионального сжатия.

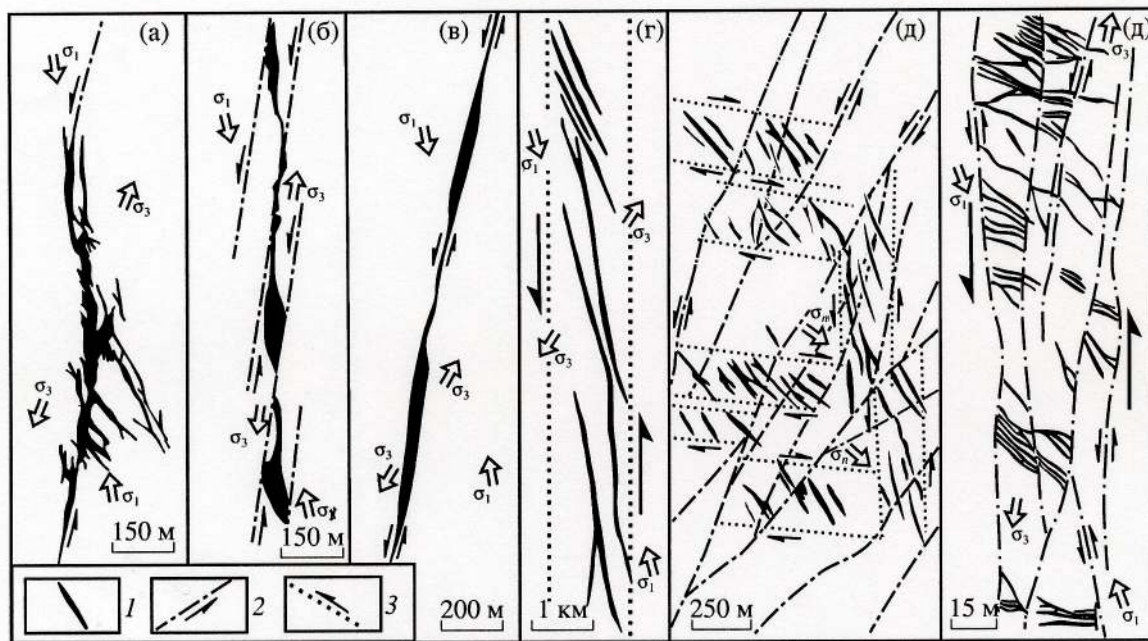


Рис. 3. Морфо-генетические типы рудолокализирующих структур. 1 – рудные тела; 2, 3 – сдвиги (2) и границы зон потенциальных сдвигов (3). Рудолокализирующие сдвиговые парагенезы: А – дуплексы растяжения несоосных сдвигов, Б – эшелонированные дуплексы растяжения несоосных сдвигов, В – чередование сколов (сдвигов), малоблагоприятных для рудоотложения с участками растяжения, контролирующими рудные столбы, Г – кулисное эшелонирование структур растяжения (потенциальные сдвиги), Д – сопряженные левые и правые потенциальные сдвиги, Е – лестничное эшелонирование структур растяжения. Направления сжатия (σ_1 – главного, σ_n – нормального к сдвигам рудоносных сдвиговых зон) и растяжения (σ_3).

флюиды, восходящие по глубинным сдвиговым зонам, что в условиях относительно пониженного давления обуславливало плавление пород. Процессам гранитизации способствовал и состав осадочной толщи, который отвечает гранодиоритам–гранитам, т.е. он близок составу гранитной эвтектики [1]. ДКК складчато-сводовых структур имели линзовидную форму, что согласуется с уплощенной формой тел гранитоидов. Соскладчатая природа плутонов подтверждается и тем, что как и линейные частные интрузивы, так и протяженные до 100 км Сихотэ-Алинский и Приморский батолиты конкордантны складчатой системе (рис. 2). Ареалы гранитоидных тел контролируются крупными антиклиналями (рис. 1), погружение которых на северо-восток соответствует положению косо ориентированных к сдвигам складчатых структур моноклинали, падающей на юго-восток.

К сеноману раннемеловая толща была полностью смята в сдвиговые, тесно сжатые складки и приобрела свойства достаточно жесткой литопластины, незначительно эродированной и уже рассеченной на узкие блоки сдвиговыми зонами (рис. 2). Раннемеловые складчатые парагенезы сдвигов сменились ссдвиговыми структурами растяжения разных амплитуд и длительности раскрытия. Наиболее крупные – вулканотектонические структуры растяжения (ВТСР) (рис. 2) компенсированы преимущественно кислыми вулка-

нитами и субинтрузивами, широкий возрастной диапазон которых указывает на многоактное их приоткрытие в течение сеномана–палеоцена. Запад-северо-западная ориентировка ВТСР, ограниченных с флангов сдвигами, как и доминирующее северо-западное простирание, косое по отношению к сдвигам, дайковмещающих структур растяжения (рис. 2, диаграмма), свидетельствуют о их раскрытии в условиях левосторонней активизации сдвигов. Наложенные на складки структуры растяжения разных рангов вскрыли остаточные магматические очаги плутоногенного уровня ВСАММП и обеспечили проницаемость раннемеловой толщи для продвижения к поверхности магм, сформировавших вулканический чехол. Развитие ВТСР между плутоногенной зоной и вулканическим чехлом (рис. 2) подтверждает их связующую роль как основных магнеподводящих каналов вместе с многочисленными структурами растяжения, компенсированными дайками.

Сдвиговые зоны, согласно глубинному сейсмозондированию, пересекают континентальную кору и проникают до верхней мантии, выполняя роль каналов для продвижения к поверхности рудоносных флюидов и гидротерм, что объясняет контроль ими рудных месторождений (рис. 2). Дренажные и рудолокализирующие свойства сдвиговых зон обусловлены, прежде всего, развитием малоамплитудных структур растяжения, оптимальных для миграции

газово-жидкой фазы магматических очагов. Доминирующая север-северо-западная ориентировка рудовмещающих структур (рис. 2, диаграмма) указывает на их раскрытие в условиях левосторонней активизации сдвигов. Группировки разрывов растяжения образовали сдвиговые структурные парагенезы, благоприятные для формирования рудных месторождений (рис. 3). Рудные районы сформированы на пересечениях сдвиговыми зонами ареалов гранитоидного магматизма (рис. 1, 2), что указывает на очаги гранитоидной магмы как базовые источники руд. Подтверждают ведущую роль плутогенного уровня ВСАММП в формировании рудных месторождений обильная их концентрация в зоне гранитоидов и к востоку от нее (т.е. над ней) и весьма скудная рудная минерализация без образования месторождений — к западу (т.е. под ней) (рис. 1, 2). По-видимому, длительное развитие магматических очагов привело к дифференциации магм с отделением рудоносной газовой-жидкой фазы, которая, продвигаясь по сдвиговым зонам, последовательно сбрасывала рудные минеральные ассоциации в зависимости от РТ-условий разных уровней коры. Этим объясняется вертикальная металлогеническая и температурная зональность, выраженная в плане с запада на восток в косом эрозионном срезе ВСАММП (рис. 1).

Метод исследования косых эрозионных срезов широко используется при изучении вертикальных разрезов стратифицированных образо-

ваний, но в отношении крупнейшего вулканоплутонического сооружения применен впервые. В результате открылась уникальная возможность обнаружить и исследовать строение, геохронологию и структурно-динамические условия вертикального развития магматизма и металлогении ВСАММП в континентальной коре, происходивших на протяжении 110–60 млн. лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волохин Ю.Г., Маркевич П.В., Михайлов М.А. и др. В сб.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. С. 76–79.
2. Иванов В.С. // Зап. ВМО. 1980. Т. 109. С. 658–660.
3. Радкевич Е.А. В кн.: Геология СССР. М., 1974. Т. 32. С. 17–25.
4. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 335 с.
5. Уткин В.П. // ДАН. 1979. Т. 249. № 2. С. 425–429.
6. Уткин В.П. // Геотектоника. 1985. № 1. С. 73–87.
7. Уткин В.П. // ДАН. 1986. Т. 289. № 4. С. 947–951.
8. Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н. // ДАН. 2003. Т. 389. № 1. С. 75–79.
9. Ханчук А.И., Иванов В.В. В сб.: Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–30.
10. Xu J.W., Zhy G., Tong W. et al. // Tectonophysics. 1987. V. 134. P. 273–310.