

РУДО- О.Е.ШЕВЧЕНКО
ОБРАЗОВАНИЕ
ранних
стадий
литогенеза



КИЕВ НАУКОВА ДУМКА 1987

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ
ОТДЕЛЕНИЕ МЕТАЛЛОГЕНИИ

О.Е.Шевченко

РУДООБРАЗОВАНИЕ РАННИХ СТАДИЙ
ЛИТОГЕНЕЗА

5057

Киев Наукова думка 1987

УДК 553.068:553.2

Рудообразование ранних стадий литогенеза / Шевченко О.Е. — Киев : Наук. думка, 1987. — 144 с.

В монографии рассмотрены процессы платформенного экзогенного гумидного рудообразования. Охарактеризованы основные закономерности образования и распределения во времени и пространстве генетически разнотипного оруденения (оловорудных и цирконий-титановых россыпей, бокситов, полиметаллов). Описаны рудные формации; выделены рудоконтролирующие факторы и поисковые критерии. Изложены основные принципы металлогенического анализа и районирования платформенного осадочного чехла и его прогнозной оценки.

Для геологов, занимающихся вопросами металлогении, рудообразования, прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых в осадочных чехлах платформ.

Ил. 35. Табл. 6. Библиогр.: с. 136–143 (177 назв.).

Ответственный редактор *В.И.Скаржинский*

Рецензенты *Е.Ф.Шнюков, Ю.Е.Добрнянский*

Редакция литературы о Земле

Монография

Ольга Евгеньевна Шевченко

РУДООБРАЗОВАНИЕ РАННИХ СТАДИЙ ЛИТОГЕНЕЗА

*Утверждено к печати ученым советом Отделения металлогении
Институт геохимии и физики минералов АН УССР*

Редактор *Л.Н.Полетаева*

Оформление художника *Н.И.Казаковой*

Художественный редактор *И.П.Савицкая*

Технический редактор *И.Ф.Михалкина*

Оператор *Н.Г.Калинникова*

Корректоры *Э.В.Ткаля, Л.Н.Вальнева*

ИБ № 8223

Подп. в печ. 28.04.87. БФ 25582. Формат 60x84/16. Бум. офс. № 1. Гарн. Пресс Роман. Офс. печ. Усл. печ. л. 9,30. Усл. кр.-отт. 9,65. Уч.-изд. л. 11,27. Тираж 500 экз. Заказ 7-347. Цена 1 р. 80 к.

Оригинал-макет подготовлен в издательстве "Наукова думка". 252601 Киев 4, ул. Репина, 3.

Киевская книжная типография научной книги. 252004 Киев 4, ул. Репина, 4.

Ш 1904050000-356 299-87
M221 (04)-87

© Издательство "Наукова думка", 1987

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемой работе сделана попытка по возможности приблизиться к познанию сущности многообразия процессов экзогенного платформенного гумидного, главным образом континентального, рудообразования и закономерностей его проявления во времени и пространстве. Кроме теоретических разработок цель работы сводилась к тому, чтобы показать разрешающую возможность формационного и металлогенического методов исследований платформенных осадочных чехлов для прогнозной их оценки, методическую направленность исследований, подводящих к конечной геологической цели — прогнозу.

Поскольку в настоящей книге рассматриваются вопросы рудообразования ранних стадий литогенеза, следует, чтобы избежать разночтения, уточнить, что исследуются процессы седиментогенеза, диагенеза и экзодиагенеза.

Автором проанализирован и обобщен обширный и разноплановый материал (в том числе собственный) по центральной, платформенной, части Украины и другим отечественным и зарубежным рудным и рудоносным районам. Основой для исследований явились мезозойские гумидные формации Украинского щита, его склонов и сопредельных площадей обрамляющих структур, которые вмещают концентрации титана, циркония, олова, алюминия, свинца и цинка. Обилие материала, накопленного огромным коллективом геологов за более чем столетнюю историю изучения региона, с одной стороны, определяло широкие исследовательские возможности автора, а с другой — требовало более строгого подхода к обобщениям и тщательного отбора собственных идей. Трудно переоценить значение исследований Ю.Б.Басса, Н.Т.Вадимова, М.Ф.Веклича, С.Д.Газенко, Л.С.Галецкого, В.Х.Геворкьяна, А.А.Гойжевского, С.И.Гурвича, Ю.Е.Добрянского, А.Д.Додатко, М.Г.Дядченко, А.И.Зарицкого, М.М.Кальной, В.Ю.Кондрачука, Е.А.Кудиновой, А.К.Мазура, А.Я.Мочалова, А.П.Никитиной, Ю.А.Полканова, А.П.Ромодановой, В.К.Рябчуна, А.Я.Хатунцевой, Д.П.Хорошевой, Е.С.Шалыт, Е.Ф.Шнюкова, М.Д.Эльянова и многих других, посвященных россыпям, бокситам и вопросам общей и специальной экзогенной металлогении.

Анализ отечественной и зарубежной литературы показал, что, несмотря на обилие публикаций и как правило высокую научную их ценность, рассмотрению комплексной проблемы рудообразования на ранних стадиях литогенеза в буферных обстановках экзогенных рудообразующих систем уделено недостаточно внимания. В данной работе автор попыталась воссоздать и проанализировать цепь взаимосвязанных геологических событий, при-

водивших (на разных уровнях организации вещества) к образованию рудных концентраций: пространственно-временные связи тектоно-седиментационных циклов и экзогенных рудогенерирующих систем, возникновение и эволюцию последних; роль областей питания, остаточно-аккумулятивных процессов гипергенеза, физико-географических и геохимических процессов седиментогенеза, диагенеза, экзодиагенеза в формировании и локализации гумидных формаций, вмещающих разнообразную в генетическом и вещественном отношении экзогенную рудную минерализацию.

Следует упомянуть, что в работе использованы фактические материалы (в том числе собственные), полученные до 1982 г. Автор глубоко признательна всем геологам, фактические материалы которых были использованы в этой работе, а также всем геологам производственных и научных организаций, в процессе исследований способствовавших решению многих теоретических и практических вопросов и давших ценные советы при написании книги. Особенно ценными были критические замечания Е.Ф.Шнюкова, Л.С.Галещкого, Ю.Е.Добрянского, М.М.Кальной (взявших на себя труд внимательно прочесть работу), А.И.Перельмана, Ю.П.Казанского, А.А.Гойжевского, В.А.Шумлянського, Е.Г.Сушук. Автор считает своим приятным долгом выразить благодарность А.В.Делеуровой и И.Л.Лужанской за оформление рукописи, а также всем коллегам за благожелательную помощь и поддержку при написании книги.

Автор отдает себе отчет в том, что не все факторы формирования месторождений рассмотрены в книге с достаточной полнотой; ряд изложенных положений безусловно остается дискуссионным и требует дальнейшей разработки.

ВВЕДЕНИЕ

Фронтальные части синеклиз, возникавших над авлакогенами либо перикратонными прогибами и сопряженных с региональными поднятиями (в частности, щитами), характеризуются повышенной рудоносностью. Здесь локализуется значительное количество разнотипных в генетическом и вещественном отношении экзогенных месторождений и рудопроявлений, образовавшихся на стадии седиментогенеза, диагенеза, экзодиагенеза, эпигенеза. Фронтальные части синеклиз, развиваясь на стыке поднятий и впадин и представляя собой переход между ними, как всякие пограничные структуры, отражали тектонические, фациальные, климатические, гидродинамические, геохимические и другие особенности основных структур. И, как переходное явление, характеризовались более сложными, неустойчивыми, неравновесными системами, что в конечном счете и определяло их разрешающую способность к рудообразованию.

Рудообразование в таких зонах обуславливалось возникновением буферных обстановок экзогенных рудогенерирующих систем. Последние объединяли область питания (региональное поднятие, щит) и континентальные и морские бассейны седиментации, которые существовали и развивались в течение одного или нескольких тектоно-седиментационных циклов в зависимости от пространственно-временной эволюции синеклизы.

Резкая дифференциация и контрастность механических и химических поверхностных и подземных (зоны аэрации и самых верхов зоны насыщения) процессов мобилизации, массопереноса и перетложения хемогенного, терригенного, в том числе рудного и органического вещества в сравнительно узких (десятки километров), но протяженных фронтальных зонах экзогенных рудогенерирующих систем определяли их потенциальную рудоносность. Вследствие сложнейших процессов аридного и гумидного остаточно-аккумулятивного гипергенеза, седиментогенеза, диагенеза, экзодиагенеза буферные континентальные и прибрежно-морские обстановки во всем комплексе разнообразнейших фаций оказывались наиболее реакционноспособными, что определяло возможность возникновения разномасштабных рудных концентраций различных генотипов — от россыпей до месторождений редких, цветных и других металлов.

Пролонгированное существование некоторых геохимических барьеров, характерных для угленосных формаций, — сорбционного, восстановительного (сероводородного, глеевого) — делало еще более значимой рудо локализирующую роль этих же зон и на стадии эпигенеза при формировании гидрогенных концентраций ряда металлов либо за счет перераспределения первичных

микрорудных и рудных фаший, либо за счет эпигенного привноса металлов подземными водами.

Цикличность фанерозойского развития крупных регионов определяла повторяемость во времени однотипных обстановок, следствием чего являлось формирование гетерогенных полихронных рудоносных поясов или зон, которые обрамляли региональные поднятия. Такие пояса объединяют россыпные (титан-, цирконий-, олово-, золотосодержащие и др.), бокситорудные, полиметаллические, железорудные, ураноносные, марганценозные и другие формации. Разнотипное орудование размещается на одном или, как правило, на нескольких стратиграфических уровнях в зоне влияния благоприятных источников сноса. Во времени и пространстве перечисленные рудные и рудоносные формации могут локализоваться либо сближенно, либо раздельно, обладая рядом общих и индивидуальных особенностей. Интенсивность рудоносности таких поясов и локализация рудных узлов в них определялась наличием благоприятных районов питания и краевой системы наложенных впадин более высокого порядка – основных рудоаккумулирующих морфоструктур, связанных с зонами активизации региональных поднятий и обрамляющих прогибов.

По данным А.Б.Ронов и А.А.Ярошевского, 11 % объема земной коры представлены осадочными породами (в том числе континентальными угленосными формациями, занимающими 15 % территории СССР), с которыми и связаны полезные ископаемые, образовавшиеся в ходе син- и эпигенетических биогеохимических, механических и химических процессов, при безусловном участии поверхностных, грунтовых и подземных вод. Наиболее распространены разнообразные россыпи, бокситы, железные, полиметаллические, редкометальные и другие руды.

Процессы, приводившие к образованию рудных концентраций, не были простыми и однородными. Уже давно геологи не считают россыпеобразование чисто механическим явлением, а образование полиметалльных, например свинцово-цинковых руд в карбонатных или терригенно-карбонатных толщах, – исключительно химическим. В том или ином случае можно говорить только о преимуществе одного из процессов – механогенно-, биогенно- или хемогенного в многоплановой эволюции вещества, в том числе рудного, в поверхностных или(и) подземных условиях его мобилизации, миграции, осадочной фиксации и дальнейших преобразований.

Становится очевидным и то, что осадочные рудные концентрации не являются единовременным, или точнее кратковременным (естественно, в геологическом масштабе времени), образованием, а стадии рудообразования имеют различную промышленную значимость. Для россыпных руд, образовавшихся преимущественно механическим способом, продуктивной стадией является седиментогенез; диагенетические преобразования могут приводить к ухудшению качества руд, как например в случае лейкоксенизации ильменита. Для преимущественно хемогенных руд, например свинцово-цинковых, урановых и других, на стадии седиментогенеза обычно создается повышенный металлогенический фон и образуются микрорудные фашии,

стадии диагенеза и экзодиагенеза могут быть продуктивными; эпигенетические перераспределения рудного вещества весьма характерны и обычно именно на этой стадии образуется месторождение. Весьма сложными стадийными изменениями, которые могут приводить как к улучшению качества руд (обогащение глиноземом), так и к их ухудшению (ресилификация, сидеритизация и пр.), характеризуются разнообразные в генетическом отношении бокситорудные комплексы.

Сугубо практический выход теории рудообразования определяет важность желательного однозначных генетических представлений и выводов. Однако в теории рудообразования, даже в такой "простой" ее ветви, как экзогенное рудообразование, существует ряд "вечных" вопросов, касающихся источника рудного вещества, способов его мобилизации и миграции, времени формирования оруденения и др. В большинстве случаев на них нет однозначных ответов и степень достоверности обычно субъективных генетических выводов, как правило, зависит от многих факторов, в том числе и от степени изученности объектов.

В теории экзогенного рудообразования существует зачастую непреодолимая проблема син- и эпигенеза. При этом довольно часто возникает парадокс, если можно так выразиться, "знания", когда при более углубленном изучении рудного объекта ощущается неоднозначность, неопределенность, сходство (в фактическом, природном выражении) признаков тех процессов, которые мы привыкли называть сингенетическими и эпигенетическими; это особенно характерно для преимущественно хемогенных руд.

Суть конвергенции признаков осадочных сингенетических и эпигенетических рудных месторождений (по В.Н.Холодову и др.) "сводится к тому, что такие особенности рудных месторождений, как согласное с общей слоистостью залегание рудных скоплений, их пластово-линзовидная форма и отчетливое тяготение к определенным, благоприятным для оруденения пластам, многопластовость и многоярусность рудных залежей, охватывающих большой стратиграфический интервал, а также приуроченность минерализации к определенным частям осадочных ритмов могут быть следствием либо нормального осадочного образования в морском палеоводоеме, либо постседиментационной деятельности подземных вод.

Следует подчеркнуть, что задача реконструкции генезиса многих рудных месторождений, связанных с осадочными породами, в силу конвергентности признаков является нерешаемой, если ограничиться изучением морфологии и состава оруденения. Очевидно, что огромная генетическая информация заключена также в самих рудовмещающих осадочных толщах, и их литолого-геохимическое и фашиально-стадийное исследование в ряде случаев является не менее важной задачей, чем анализ собственно рудных образований" [148, с. 3-4].

К выявлению пространственно-временных закономерностей платформенного гумидного экзогенного рудообразования ранних стадий литогенеза автор подходила с позиций комплексного, в исторической последовательности формационного и металлогенического анализов осадочных толщ,

вмещающих разнотипные в формационном, генетическом и возрастном отношении оруденения. Основное внимание было сосредоточено на континентальных формациях, так как последние, вследствие специфики своего образования и залегания, обладают во всех регионах мира повышенной рудемкостью и разнообразием полезных ископаемых. Выбор комплекса металлов — титан, цирконий, олово, алюминий, свинец — был обусловлен необходимостью выявления тех факторов, которые определяли условия возникновения, формирования и локализации оруденения как при механогенном, так и хемогенном характере континентального рудообразования. Территориально границы региона исследований определялись необходимостью рассмотреть поведение вещества (в том числе рудного) в экзогенной рудогенерирующей системе, включающей область питания, континентальную аккумулятивную равнину и конечный водоем стока — морской бассейн, что в структурном плане в мезозойский период и соответствовало Украинскому щиту, его склонам и обрамляющим структурам (их сопредельным со склонами щита площадям).

Методически исследования проводились по следующей схеме: анализ основных особенностей строения и эволюции мезозойских экзогенных рудогенерирующих систем, выявление благоприятных областей питания, анализ возможных способов мобилизации и миграции вещества, детальное формационное и фациальное расчленение осадочных, главным образом континентальных, толщ; воссоздание физико-географических условий рудообразования и выделение основных рудоаккумулирующих структур и морфологических элементов; выявление как можно большего количества разнообразных региональных и локальных факторов, определявших условия рудообразования и локализацию разнотипного оруденения; выяснение рудообразующей роли механических и химических процессов в экзогенной рудообразующей системе; выявление латеральной интратриформационной зональности рудных генотипов и вертикальной зональности разновозрастного оруденения; определение места и роли континентального рудогенеза в гипергенно-седиментогенной эволюции вещества в ходе историко-геологического развития региона; определение границ наиболее продуктивных промежутков времени, имеющих значение металлогенических; обоснование принципов металлогенического районирования платформенного осадочного чехла и локализованной пространственно-временной прогнозной его оценки не только на уже известные, но и на возможные новые виды оруденения.

Последовательность изложения материала в книге соответствует схеме: место экзогенного, в частности континентального гумидного, рудообразования в тектоно-седиментационном цикле → унаследованная связь экзогенных рудных концентраций с материнскими источниками питания областей сноса → состав рудовмещающих формаций и физико-географические условия их образования → характеристика типов рудных формаций и условия мобилизации, дифференциации и накопления металлов → закономерности экзогенного рудообразования → опыт прогнозно-металлогенической интерпретации геотектонических выводов.

ГЛАВА 1. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ЭКЗОГЕННЫХ РУДОГЕНЕРИРУЮЩИХ СИСТЕМ

Экзогенная рудогенерирующая система — это периодически возникающая (в соответствии с тектоно-седиментационными циклами), длительно действующая во времени и пространстве система, объединяющая область питания (региональные поднятия, шиты) и бассейн седиментации (континентальный, морской) и характеризующаяся определенными физико-географическими и физико-химическими условиями, благоприятное взаимодействие которых приводит к образованию рудных концентраций различных генотипов, формирующихся на стадиях гипергенеза, седиментогенеза, диагенеза, экзодиагенеза. На этих стадиях происходит сложнейшее и взаимосвязанное преобразование вещества, обусловленное процессами выветривания, инфильтрации, переноса, переотложения и перераспределения хемогенного и терригенного материала (в том числе рудного и органического) в гидродинамически открытой системе поверхностных водоемов и водоносных горизонтов зоны аэрации и самой верхней части зоны насыщения. Преобразование материала в обстановках остаточного-аккумулятивного гипергенеза, седиментогенеза, диагенеза и экзодиагенеза происходит в условиях постоянного привноса и (или) выноса вещества. Система эта очень подвижна, нестабильна, процессы неуравновешены, границы между автогенезом и аллогенезом (в определении В.Н.Холодова [150]) размыты.

Экзогенную рудогенерирующую систему, вероятно, можно рассматривать как часть рудно-осадочной. Последнюю Е.С.Зорин и Е.В.Пучков [70] представляют как систему, которая "включает формирование и преобразование компонентов осадков на стадиях седиментации, диагенеза и катагенеза, перераспределение, концентрацию и фиксацию рассеянного рудного вещества и других компонентов осадка — все процессы саморазвития осадка, ведущие к образованию рудных скоплений" [70, с. 373]. А экзогенная рудогенерирующая система в нашем понимании охватывает этап развития осадка, в том числе рудного, на ранних стадиях литогенеза — седиментогенеза, диагенеза и экзодиагенеза.

Историко-геологический анализ эволюции палеобассейнов седиментации и областей денудации дает возможность выявить ряд рудоконтролирующих факторов — климатический, геотектонический, структурный, палеогеографический, фашиальный, источник рудного вещества, — определяющих возможность рудообразующего процесса, его интенсивность, место и время во взаимосвязанной цепи геологических событий.

1.1. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ОБЛАСТЕЙ ПИТАНИЯ И БАССЕЙНОВ СЕДИМЕНТАЦИИ

На юго-западе Восточно-Европейской платформы в фанерозое произошло обособление горстовой структуры – Украинского щита, который совместно с платформой неоднократно испытывал воздействие процессов тектоно-магматической или тектонической активизации. Зоны и эпохи активизации на Украине выделяли и изучали Я.Н.Белевцев, Н.П.Семененко, Г.И.Каляев, В.Г.Бондарчук, В.А.Рябенко, А.А.Гойжевский, В.И.Скаржинский, В.В.Науменко, К.Ф.Тяпкин и др. [5, 6, 15, 44, 45, 78, 79, 101, 127]. Это зоны интенсивной разломной тектоники (различной ширины и глубины заложения), с которыми связано проявление процессов вулканизма, интрузивного магматизма, метасоматоза, блоково-глыбовых движений консолидированного фундамента с образованием поднятий и наложенных впадин.

Оформление щита со склонами и заложение сопредельных структур начиналось с рифея; полное замыкание его современного контура завершилось в раннем мелу. Территория собственно щита ограничена зонами активизации (рис. 1): Северо-Украинской, Коренкой, Подольской, Южной, отрезками Звиздаль-Залесской, Андрушевской, Кременчугской, Днепровской [44].

Рис. 1. Схема структурно-тектонического районирования Украинского щита в мезокайнозойскую эпоху развития (по А.А.Гойжевскому [47]).

А. Юго-западная окраина Восточно-Европейской платформы в пределах территории УССР (буквы на схеме): УЩ – Украинский щит со склонами; ПМ – Приазовский массив; ПП – Припятский прогиб (впадина); ДДВ – Днепровско-Донецкая впадина; Дб – Донецкое складчатое сооружение; ПВ – Причерноморская впадина; ВПП – Воляно-Подольская плита; МП – Молдавская плита; ВМ – Воронежский массив (склон). Б. Украинский щит: зоны активизации (римские цифры на схеме): I – Коренская; II – Звиздаль-Залесская; III – Остерско-Первомайская; IV – Смелянская; V – Александрийская; VI – Запорожская; VII – Азово-Павлоградская; VIII – Куйбышевская; IX – Зачатьевская; X – Северо-Украинская; XI – Андрушевская; XII – Кременчугская; XIII – Южная; XIV – Конкская; XV – Подольская; XVI – Днепровская; разломы (арабские цифры в кружках): 1 – Припятский; 2 – Прилукский; 3 – Норинский; 4 – Коростенский; 5 – Волынский; 6 – Андрушевский; 7 – Оболонский; 8 – Лещевский; 9 – Винницкий; 10 – Ладыженский; 11 – Девладовский; 12 – Камышевско-Павловский; 13 – Конкский; 14 – Стульневский; 15 – Терпеньевский; 16 – Корецкий; 17 – Усовский; 18 – Звиздаль-Залесский; 19 – Фастовский; 20 – Первомайский; 21 – Броварской; 22 – Еркевецкий; 23 – Смелянский; 24 – Александрийский; 25 – Нововоронцовский; 26 – Никопольский; 27 – Белозерско-Утлюкский; 28 – Скелеватский; 29 – Азово-Павлоградский; 30 – Коларовский; 31 – Куйбышевский; 32 – Мануильский; 33 – Подольский; 34 – Бутский; 35 – Верхнебутский; 36 – Самгородковский; 37 – Киевский; 38 – Днепровский; 39 – Сушано-Пержанский; 40 – Ужский; 41 – Ружинский; глыбы щита (буквы на схеме): В – Волынская; П – Подольская; У – Уманская; К – Кировоградская; Сд – Среднеднепровская; Вч – Волчанская; склоны щита: С – северный; СВ – северо-восточный (участки: Киевский, Каневский, Кременчугский, Днепротровский); З – западный; ЮЗ – юго-западный; Юж – южный. 1 – зоны тектонической активизации; 2 – основные разломы платформенного этапа развития, ограничивающие блоки, испытывавшие дифференцированные вертикальные движения; 3 – территория щита; 4 – его склоны; 5 – граница Восточно-Европейской платформы

Элементами сопряжения щита и примыкающих впадин и плит являются его склоны, в развитии которых сказывались характерные особенности пограничных структур. А.А.Гойжевский [44] выделяет склоны по совокупности следующих основных признаков: наклонно-ступенчатого погружения поверхности фундамента в сторону сопредельной впадины; локального развития осадочных формаций, широко распространенных во впадинах и мало характерных для щита; значительного по амплитуде и резкого погружения фундамента по региональным разломам, определяющим внешнюю границу склонов — Ровенскому, Конкскому, Азовскому, Днепровскому, Припятскому. Развиваясь на стыке впадин (относительно устойчивых бассейнов седиментации) и щита (областей питания с тенденцией к преимущественному воздыманию) и находясь в непосредственной близости к этим областям, склоны по тектоническим, палеогеографическим и фациальным условиям являлись весьма благоприятными структурами для формирования различных экзогенных рудных ископаемых.

Опосредствованным выражением процессов активизации явилось глыбово-блоковое строение щита. Для мезо-кайнозойской эпохи развития щита А.А.Гойжевский [44] произвел структурно-тектоническое районирование с выделением ряда крупных глыб, разбитых на блоки различной величины. (На рис. 1 не показаны мелкие блоки и ограничивающие их второстепенные разломы, а также условно изображены зоны разломов, ширина которых составляет от нескольких до 15–20 км.) Этот план явился структурно-тектонической основой для ряда карт (в том числе карты металлогенического районирования), составленных автором в процессе структурно-формационного и металлогенического анализов мезозойских осадочных формаций.

Характерными структурами, возникавшими в результате мезозойской активизации щитов, по мнению Т.В.Билибиной [12], были депрессии, связанные с зонами глубинных разломов. Такие наложенные впадины различного порядка и на Украинском щите являлись благоприятными структурами для накопления континентальных угленосных отложений и формирования связанных с ними рудных комплексов.

Вся сложность и многоплановость развития региона во времени и пространстве обуславливалась тектоническим режимом, который определял эволюцию трансгрессивно-регрессивных событий и характерные пространственно-временные их особенности.

В начале киммерийской эпохи на Восточно-Европейской платформе сохранялись континентальные условия, установившиеся при пермском подъеме. Однако в триасе уже начинает сказываться надвигавшееся на платформу с юга прогибание, что зафиксировано накоплением в флювиальной обстановке Днепровско-Донецкой впадины пестроцветных терригенных формаций. В первой половине лейаса намечился узкий прогиб между Приазовским массивом и северо-западной окраиной Донбасса, в пределах которого существовала приморская низменность.

Обширная юрская трансгрессия начиналась с плинсбахского залива,

образовавшегося в этом прогибе. Дальнейшее ее медленное развитие шло в течение плинсбах-ааленского времени. Перед фронтом наступавшего моря мигрировала приморская низменность с ее флювиальными и озерно-болотными обстановками [2, 3, 172 и др.]. Сухой полупустынный пермский и раннетриасовый климат становился все более влажным и теплым. Резкое погружение платформы произошло во второй половине догера, что вызвало быструю трансгрессию и соединение Днепровско-Донецкого и Восточно-Русского морей с образованием залива в Припятском прогибе. В байосе большая часть Днепровско-Донецкой впадины и северо-восточного склона щита являлась заболоченной низменностью, которую в батский век полностью перекрыло море, а в обстановку континентальной прибрежной равнины были вовлечены сопредельные участки щита. Перестройка структурного плана на юго-востоке Днепровско-Донецкого бассейна на рубеже поздний бат — келловей сопровождалась местной регрессией, в связи с чем временно прекратилась связь с геосинклинальным Крымско-Кавказским бассейном.

В келловей-кимериджское время трансгрессия на Восточно-Европейской платформе достигла максимума. Но будущий позднемаальмский подъем, который проявился на всей платформе в волжский век, на Украине (в частности, в Днепровско-Донецкой впадине) начал ощущаться уже в оксфорде поднятием северо-восточного склона щита и обмелением моря, а середина кимериджа ознаменовалась полной регрессией на платформенной части Украины.

В течение почти всего раннего мела на платформе эволюционировало Восточно-Русское море; в частности, в апте оно регрессировало с территории Припятского прогиба и севера Днепровско-Донецкой впадины. На Украине в раннем мелу существовали устойчивые континентальные условия, которые на северо-западе Днепровско-Донецкой впадины в валанжине и готерив-барреме локально сменялись морскими из-за кратковременных ингрессий моря [76] со стороны Восточно-Русского бассейна. В Причерноморской впадине синхронная трансгрессия достигла Присивашья (г. Геническ, пгт Новоалексеевка), аптское же море продвинулось на север до широты Терпеньевого разлома, а по отдельным меридиональным грабен-впадинам проникло до Конкской зоны.

Раннемеловая эпоха развития региона в целом характеризовалась постепенным наращиванием площади аккумулятивной равнины с юга и северо-востока от сопредельных впадин к щиту. На щите в обстановку континентальной седиментации вовлекались наложенные впадины, непосредственно примыкавшие к участкам соответствующих склонов; максимума равнина достигла в аптский век.

В альбе произошла обширная трансгрессия на платформу; на юго-западе суши оставались только возвышенные участки Украинского щита, Воронежского массива и Волыно-Подольской плиты. На Украинский щит море распространялось со стороны Причерноморской впадины и Восточно-Русского бассейна (через Припятский прогиб и Днепровско-Донецкую впа-

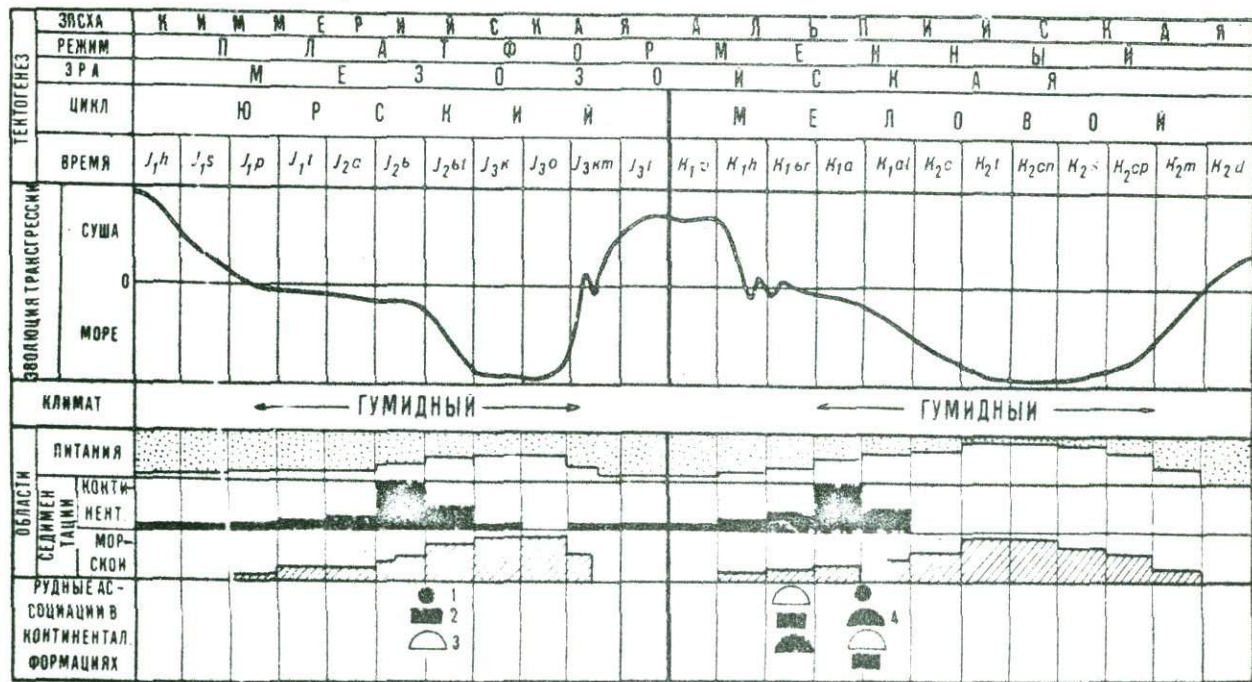


Рис. 2. Эпейрограмма юрского и мелового циклов тектогенеза Украинского щита и сопредельных структур.

Рудные ассоциации. 1 – россыпные проявления ильменита, рутила, циркона, касситерита; 2 – полиметаллическая минерализация; 3 – залежи высокоглиноземистых каолинов; 4 – залежи бокситов

дину), заняв почти полностью территорию аптской аккумулятивной равнины; прибрежная альбская равнина была значительно уже. Максимального развития трансгрессия на платформе достигла в сеноман-коньякский век; в сантоне началась регрессия.

Итак, в конце киммерийской и начале альпийской эпох в истории развития региона, как и для всей платформы [74], выделяются два тектоно-седиментационных цикла — юрский и меловой — с последовательными стадиями эволюции трансгрессивно-регрессивных и континентальных режимов и соответствующими группами и комплексами формаций (рис. 2).

При изучении металлоносности осадочных формаций гумидных аккумулятивных равнин, развитие которых непосредственно связано с эволюцией трансгрессии, важно проследить последовательность событий разворачивания последней и выделить временные диапазоны, когда в пространстве по совокупности тектонических, климатических, палеогеографических, фациальных и прочих факторов создавались наиболее благоприятные условия для мобилизации вещества, его дифференциации, седиментационной фиксации и сингенетического рудообразования.

1.2. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ОБЛАСТЕЙ ПИТАНИЯ

В экзогенном, в частности континентальном, рудообразовании фактор области питания (источника сноса) является одним из ведущих и определяет, наряду с другими, закономерность образования и локализации рудных концентраций. Благоприятный источник сноса создает "тот металлогенический фон, на котором и разворачиваются разнообразные седиментационные, диагенетические и катагенетические явления во всей их гармонии, противоречивости и многообразии" [150].

В течение юрского и мелового циклов постоянной областью питания являлся Украинский щит, с которого в бассейны седиментации поступал материал разрушавшихся пород докембрийского фундамента и развитых на склонах доюрских вулканогенно-осадочных и осадочных толщ. Однако отложения девона, карбона, перми и триаса на севере и северо-востоке были почти полностью перекрыты уже в байос-батский век, а венд-силурийский чехол запада и юго-запада поставлял материал в основном на Волыно-Подольскую и Молдавскую плиты; в раннем мелу в питавшую провинцию на северо-востоке входили и юрские толщи. Тем не менее, в мезозойскую эпоху осадочный чехол, как питающий субстрат в регионе, не играл существенной роли в общем балансе вещества, хотя несомненно оказывал местное влияние на процесс седиментогенеза. Главным поставщиком материала были породы докембрийского фундамента. Поскольку геохимические особенности и рудообразующая способность бассейнов седиментации обуславливались прежде всего геохимической и металлогенической специализацией фундамента, то основное внимание в разделе уделяется тем формациям, которые могли быть потенциальным источником для концентраций титана,

циркония, олова, алюминия, свинца, цинка в производных осадочных, в частности континентальных, толщах.

Докембрийский фундамент Украинского щита представлен метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями, ультраметаморфическими, интрузивными и метасоматическими комплексами пород, пространственно-временные отношения которых показаны на рис. 3 и в табл. 1.1. Металлогения фундамента отражает основные периоды истории его геологического развития, в ходе которого формировались определенные ряды магматических, метаморфических и метасоматических геологических и подчиненных им рудных формаций, определенные генетические типы месторождений полезных ископаемых и их пространственно-временные связи [5, 78, 101, 46, 143, 170 и др.].

В качестве благоприятных (табл. 1.2) областей питания выделены площади (рис. 4), в пределах которых находятся:

а) повышенные концентрации титана, циркония, олова, цинка, свинца — площади рудоносности, в том числе и ранее известные Суццано-Пержанская и Подольская зоны;

б) латеритоспособные высокоглиноземистые алюмосиликатные породы;

в) площадные и точечные геохимические, шлиховые, гидрогеологические аномалии титана, циркония, олова, свинца, цинка — ореолы аномалий.

Площади рудоносности и ореолы аномалий как правило приурочены к рудоконцентрирующим зонам различного ранга: зонам активизации или к узлам пересечения последних и региональных разломов; кроме того, ореолы аномалий часто прослеживаются в пределах оперяющих разломов, но иногда связаны не с ними, а с определенными типами пород. Формации титаносодержащих и высокоглиноземистых (латеритоспособных) пород имеют площадное развитие.

Пространственное положение потенциальных источников вещества, форма нахождения рудных компонентов, степень концентрации, связи с вмещающей породой определяли их поведение в зонах гипергенеза и седиментогенеза. Так, по титановой рудной формации в габбро-анортозитах образовывалась титановая рудная формация коры выветривания, которая и являлась источником для седиментогенных россыпей. Весьма важными для последующего осадочного рудообразования были концентрация и перераспределение основной массы присутствующих в породе минералогенных микроэлементов (циркония, олова, свинца, цинка и др.) при метасоматических процессах [10], в результате чего такие из них, как свинец, цинк приобретали способность образовывать в дальнейшем в зонах гипергенеза и седиментогенеза растворимые и подвижные соединения, а цирконий и олово — устойчивые минералы, способные к россыпеобразованию.

Обязательным этапом в эволюции рудных компонентов в системе область питания — область экзогенного, в частности континентального, рудогенеза являлось корообразование — процесс мобилизации, дифференциации, обогащения или разубоживания вещества, который определял возмож-

— Таблица 1.1. Состав области питания

Эра – тема	Метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные образования			Ультраметаморфические, интрузивные, метасоматические комплексы пород		
	Серия	Состав	Номер условного обозначения на рис. 3	Комплекс	Состав	Номер условного обозначения на рис. 3
Архей нижний	Днестровско-бугская – AR ₁ db	Гнейсы биотитовые и амфибол-пироксеновые; амфиболиты	3	Основные и ультраосновные породы – AR ₁	Габбро-нориты, габбро-амфиболиты, перидотиты, пироксениты	–
	Западноприазовская – AR ₁ zp	Метапесчаники, кварциты; сланцы слюдинокварцевые, биотит-амфиболовые, хлорит-амфиболовые; гнейсы биотитовые, амфиболовые, амфибол-биотитовые, гранатовые, графитовые, гранат-силлиманитовые; железистые и карбонатные породы	3		Межпластовые ультрабазиты: перидотиты, пироксениты, серпентиниты, дуниты; тальк-магнезитовые породы, актинолититы, тремолититы	–
Архей верхний	Конкско-верховцевская – AR ₂ kv	Метапесчаники, сланцы кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые, гранат-биотитовые; гнейсы биотитовые, амфиболовые, амфибол-биотитовые, пироксеновые; амфиболиты; апопорфириты, апокератофиры, апоспилиты, железистые породы	3	Звенигородский – AR ₂ zv	Плаггиомигматиты; биотитовые и амфиболовые мигматиты; плаггиограниты	7
				Сурско-токовский – AR ₂ st	Граниты, гранодиориты, мигматиты гранодиоритового состава	8
					Мигматиты микроклиноплаггиоклазовые и связанные с ними граниты	9
Архей – протерозой	Росинско-тикчская – AR ₂ rt	Гнейсы биотитовые и амфибол-пироксеновые; амфиболиты; карбонатные и железистые породы	–		Граниты токовские микроклиновые, боковянские чернокварцевые	10
	Бугская – AR:PR ₁ bg	Гнейсы биотитовые, графитовые, силлиманит-кордиеритовые; амфиболиты; кварциты; карбонатные и железистые породы	4			
	Центрально-приазовская – AR:PR ₁ cp	Гнейсы биотитовые и графитовые; сланцы серицитовые и хлоритовые; кварциты; карбонатные и железистые породы	4			
Протерозой нижний	Тетеревская – PR ₁ tr	Гнейсы биотитовые, амфиболовые, гранатовые, графитовые; кварциты, карбонатные породы	4	Бердичевский – PR ₁ bd	Граниты и мигматиты гранат-кордиеритовые чудново-бердичевские; гранодиориты	11
	Ингуло-ингулецкая – PR ₁ in	Гнейсы биотитовые, амфибол-пироксеновые, графитовые, железистые породы	4		Чарнокиты, мигматиты гранат-биотитовые с гиперстеном – виннициты	12
					Аплит-пегматоидные граниты	13
	Криворожская – PR ₁ kr	Филлиты, слюдистые сланцы; кварциты, конгломераты, железистые и карбонатные породы	4	Комплекс основных и ультраосновных пород – PR ₁	Габбро-нориты, габбро-амфиболиты, перидотиты, пироксениты, серпентиниты	14
	Пугачевская – PR ₁ pu	Песчаники, кварциты, сланцы	5	Кировоградско-житомирский – PR ₁ kz	Мигматиты биотитовые и амфибол-биотитовые	15
					Граниты житомирские микроклиноплаггиоклазовые	16
					Граниты микроклиновые, порфиroidные – кирово-	17

Эра – тема	Метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные образования			Ультраметаморфические, интрузивные, метасоматические комплексы пород		
	Серия	Состав	Номер условного обозначения на рис. 3	Комплекс	Состав	Номер условного обозначения на рис. 3
Протерозой верхний	Овручская – PR ₂ ov	Песчаники кварцито-видные; пиррофиллитовые сланцы; диабазы; порфириды, кварцевые порфиры	6	Кировоградско-житомирский – PR ₁ kz	градские, уманские, чигиринские, кременчугские Граниты аплит-пегматоидные Монцитоны	18 19
				Осницкий – PR ₁ os	Гранодиориты; кварцевые диориты; граниты розовые порфиroidные	20
				Приазовский – PR ₁ pr	Мигматиты микроклиноплагиоклазовые	21
					Граниты, гранодиориты, диориты	22
				Коростенский – PR ₁ ks	Габбро, габбро-нориты, анортозиты, габбро-анортозиты Монцитоны	23
					Граниты-рапакиви, рапакививидные гранит-порфиры	24
				Восточноприазовский – PR ₁ vp	Щелочные и нефелиновые сиениты	25
					Сиениты, граносиениты, кварцевые сиениты Граниты анатолийские	–
				Пержанский – PR ₂ pz	Метасоматические сиениты, граниты, щелочные метасоматиты, грейзены	26
				Каменно-могильский – PR ₂ km	Граниты микроклиновые порфиroidные	27

Таблица 1.2. Источники рудного вещества в докембрийском фундаменте

Комплекс, серия	Породы с выявленными повышенными концентрациями элементов				
	алюминия	титана	циркония	олова	свинца, цинка
Овручская – PR ₂ ov	Диабазы	–	Трахандезитовые порфириды		
			Песчаники	–	Осадочные породы
Каменномогильский – PR ₂ km	–	–	Зоны грейзенизации в гранитах и вмещающих мигматитах		
Пержанский – PR ₂ pz	Габбро, габбро-нориты, габбро-монцитоны	Щелочные метасоматиты			
		Граниты			–
		Сиениты, грейзены			–
Пугачевская – PR ₁ pu	Сланцы хлоритовые, хлорит-серицитовые	–	Песчаники	Жильные граниты	
			Метасоматические кварцевые порфиры		–
			Порфириды		–
Коростенский – PR ₁ ks	Габбро-анортозиты, анортозиты, габбро, нориты, габбро-нориты	Щелочные метасоматиты, грейзены, грейзенизированные и альбитизированные граниты, щелочные сиениты			
		Альбититы, пегматиты			
Восточноприазовский PR ₁ vp	Щелочные и нефелиновые сиениты	Ультрабазиты в сиенитах, пегматиты	Пегматиты		Кварц-карбонатные жилы
			Сиениты, альбититы, апограниты		
Тетеревская – PR ₁ tr	–	–	–	Метасоматически измененные граниты	
				Кора выветривания карбонатов	

Комплекс, серия	Породы с выявленными повышенными концентрациями элементов				
	алюминия	титана	циркония	олова	свинца, цинка
Ингуло-ингулецкая PR ₁ in	Гнейсы биотитовые, амфибол-пироксеновые	—	Щелочные метасоматиты		
Криворожская - PR ₁ kr	Сланцы амфиболовые, амфиболиты	—	" "		
			Пегматиты	—	Гидротермально-измененные породы
Бердичевский - PR ₁ bd	Габбро-амфиболиты, перидотиты, пироксениты, габбро-нориты, амфиболиты, серпентиниты, дуниты	Граниты чудново-бердичевские и аплит-пегматоидные			
		—	Окварцованные мигматиты	—	
Кировоградско-житомирский - PR ₁ kz	—	—	Трахитоидные граниты, щелочные метасоматиты (альбититы), граниты аплит-пегматоидные		
			Граниты, монзониты, пегматиты	Измененные гранитоиды, сиениты	
Осницкий - PR ₁ os	Габбро, габбро-нориты, пироксениты, перидотиты, габбро-диабазы	Щелочные метасоматиты			
		—	Устиновские граниты	Клесовские граниты	
Приазовский - PR ₁ pr	—	—	Пегматиты, грейзены	—	Пегматиты
Бугская - AR : PR ₁ bg	Гнейсы силлиманитовые, биотитовые, амфибол-пироксеновые, амфиболиты	—	Щелочные метасоматиты		

Росинско-тикичская - AR ₂ rt	Амфиболиты, гнейсы биотит-амфиболовые и биотитовые	—	—	—	—
Конкско-верховцевская - AR ₂ kv	Сланцы кварц-серпичитовые, кварц-хлоритовые, биотитовые, амфибол-биотитовые, биотитовые, гнейсы, амфиболиты, апспилиты, апокератофиры	—	—	Калиевые метасоматиты	
				Скарны	Эпидиабазы, сланцы
Западноприазовская - AR ₁ zp	Гнейсы биотитовые, амфиболовые, амфибол-биотитовые; сланцы биотит-амфиболовые, хлорит-амфиболовые	—	Кварциты	—	—
Звенигородский - AR ₂ zv	Габбро-нориты, габбро-амфиболиты, пироксениты, перидотиты	—	—	—	—
Основные и ультраосновные породы - AR ₁	Межпластовые ультрабазиты, перидотиты, пироксениты, серпентиниты, дуниты, актинолиты	—	—	—	—
Сурско-токовский - AR ₂ st	—	—	—	Щелочные сиениты	
				Приконтактные зоны гранитов, скарны, грейзены	Аплит-пегматоидные граниты

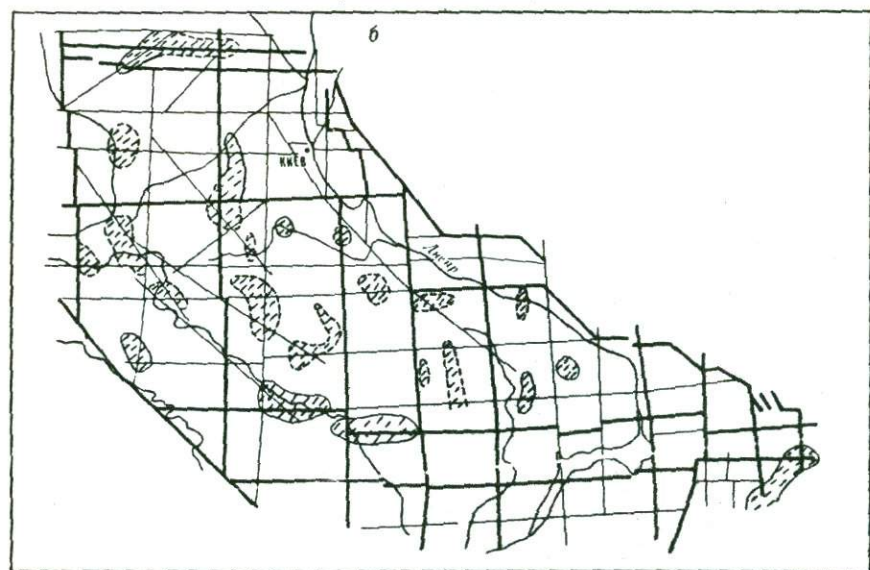
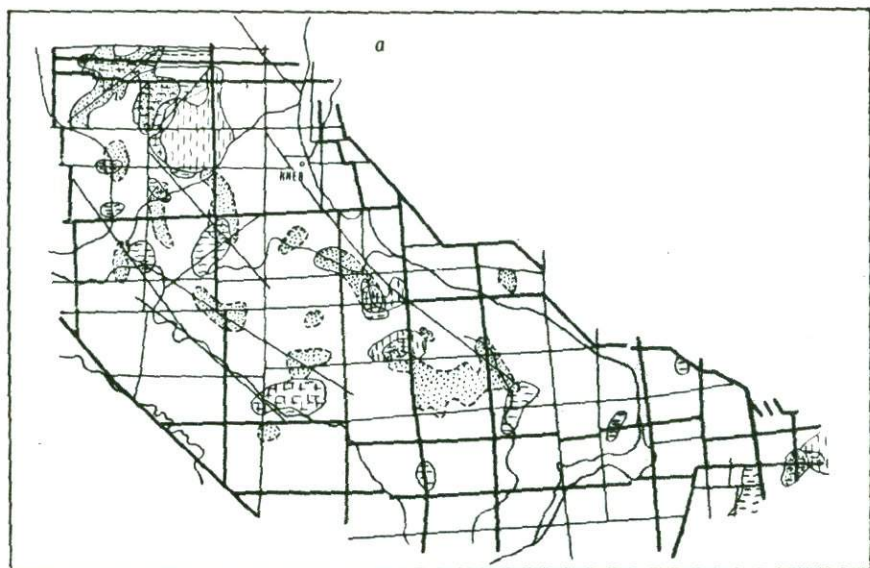
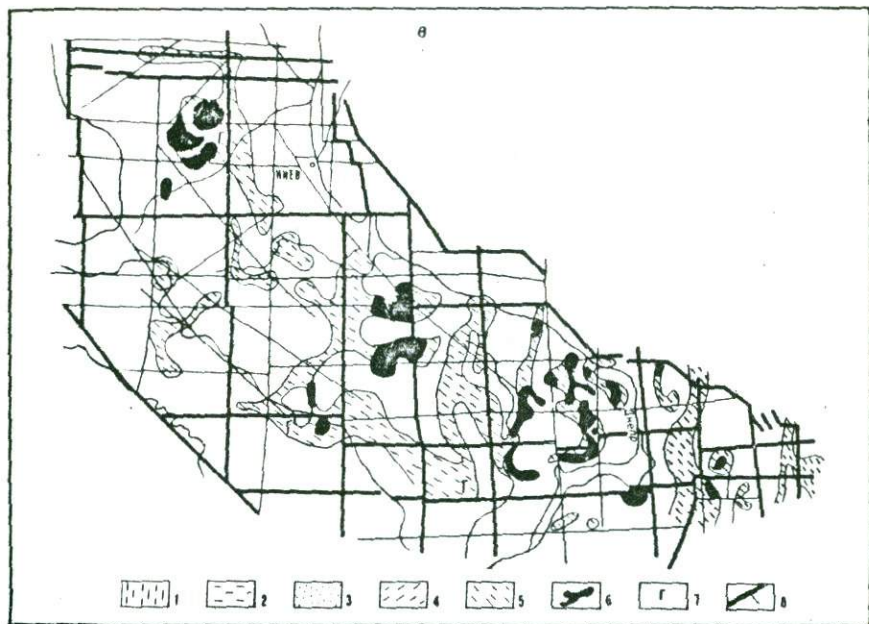


Рис. 4. Площади с повышенным содержанием элементов в породах области питания:
 а - титана, циркония, олова; б - свинца и цинка; в - глинозема (контуры площадей рудоносности - сплошная линия, ореолы аномалий - штриховая). Площади с повышенным содержанием: 1 - титана; 2 - циркония; 3 - олова; 4 - свинца и цинка; 5 - глинозема; 6 - останцы латеритной коры выветривания; 7 - минералы свободного глинозема в профиле каолиновой коры выветривания; 8 - разломы



Окончание рис. 4

ность реализации коренных концентраций металлов в осадочном цикле. Эта закономерность являлась региональной для платформенных режимов развития земной коры. Заложенный в ней глубокий металлогенический смысл А.Д.Савко сформулировал так: эпохам корообразования отвечают уровни локализации полезных ископаемых в коре выветривания и сопряженных с ними осадочных отложениях [129].

Комплексные изотопные исследования, проведенные С.В.Нечаевым в западной части Восточно-Европейской платформы, доказывают, что рудообразующие компоненты (в частности, свинец и цинк), участвовавшие в процессах осадочной минерализации, связаны с верхней частью земной коры, где они вовлекались главным образом в экзогенную миграцию [107].

Имеющиеся данные позволяют считать Волинскую глыбу Украинского щита благоприятной областью питания на титан, цирконий, олово, алюминий; северный склон Подольской глыбы — на цирконий, олово, свинец, цинк; Уманскую, Кировоградскую глыбы и северо-запад Приазовского массива — на титан, цирконий, олово, алюминий, свинец, цинк; северо-восточный склон — на олово, алюминий, свинец, цинк; южный склон — на алюминий и свинец; Среднеднепровскую глыбу — на цирконий и алюминий. В охарактеризованные структуры входят также соответствующие участки рудоконцентрирующих зон активизации и глубинных разломов.

ГЛАВА 2. ГУМИДНЫЕ РУДОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

2.1. ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ФОРМАЦИЙ И ПОСТРОЕНИЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КАРТ

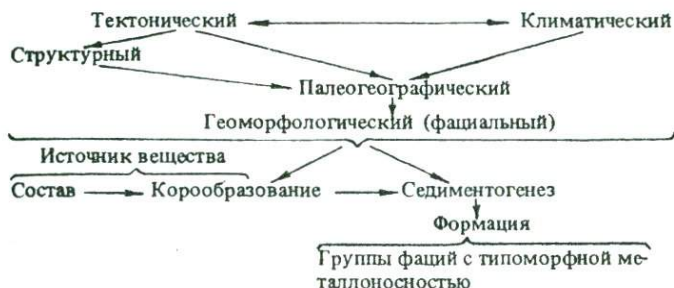
Основой металлогенического анализа автор, как и большинство исследователей (В.Г.Грушевой, К.Б.Ильин, Н.С.Малич, В.Т.Матвеевко, Ю.Г.Старицкий, Е.Т.Шаталов, А.Д.Щеглов и др.), считает структурно-формационный метод, который является ведущим при изучении осадочных толщ. Для выявления закономерностей образования и размещения экзогенного оруденения необходимо проследить стадийность рудообразующего процесса как функции литогенеза, определявшего мобилизацию вещества на стадии гипергенеза, его дифференциацию, перенос и отложение на стадии седиментогенеза и перераспределение при эпигенезе, в результате чего образовывались комплексы осадочных пород – формации с теми или иными рудными ассоциациями.

Вопросы теории формационного анализа в целом, формационные исследования осадочного чехла Восточно-Европейской платформы, и в частности Украины, характеристика и критика различных направлений в учении о формациях с достаточной полнотой и аргументированностью (каждого из представителей любой концепции) освещены в многочисленной литературе. Анализ различных толкований понятия "формация" показал, как ни странно, и разночтения термина "парагенез". Под "парагенезом" одни понимают общность происхождения, другие – общность нахождения.

Выделение осадочных формаций в генетически сложно построенных полихронных осадочных платформенных чехлах с позиций "сонахождения" представляется формальным и в теоретическом, и в практическом отношении. Существующая конвергентность признаков генетически различных ассоциаций пород, а также формаций в целом, безусловно, затрудняет формационный, а затем и металлогенический анализ, что в конечном счете может приводить к неверным или недостаточно точным прогнозным обоснованиям.

Следует заметить, что принцип выделения осадочных формаций все еще является дискуссионным, несмотря на то, что в последние годы большинством литологов признан парагенетический принцип формационного анализа. И все же автор берет на себя смелость и, вслед за В.В.Белоусовым, Н.Б.Васосоевичем, В.И.Поповым, Л.Б.Рухиным, Н.М.Страховым, В.Е.Хаиным и другими, подходит к пониманию формации с генетических позиций и рассматривает ее как функцию определенного тектонического режима на определенных стадиях развития определенного геотектонического (структурного) региона. Геологи, развивающие парагенетическое направление в учении о формациях (Н.С.Шатский, М.П.Херасков, В.И.Драгунов, Н.С.Иголкина и др.), тем не менее тоже подчеркивают, что характер формации определяется тектоническими процессами, климатом и общей эволюцией Земли.

Можно выделить единую цепь основных факторов, взаимодействие и взаимозависимость которых обуславливало возникновение такого историко-геологического образования, как формация



Эволюцией Земли обусловлен еще один фактор — цикличность различного порядка, которая вызывала повторяемость во времени однотипных (но не тождественных) формаций.

Генетический подход к пониманию формации определяет возможность ее выделения на основании структурно-формационного анализа, двумя сторонами которого являются тектонический (структурный) и литолого-фациальный аспекты. Комплексное использование этих методов позволило установить последовательность явлений в тектоно-седиментационном цикле на различных стадиях его развития. Существование продольного ряда синхронных фациально-геохимических обстановок соответствующей временной системы суша — море (от коры выветривания через континентальные до морских) обуславливало формирование латеральных рядов разновозрастных (в диапазоне века) формаций. Каждая формация в таком ряду характеризовалась своеобразным составом и строением, так как последние определялись фациально-геохимическими особенностями конкретных бассейнов седиментации (например, континентального, морского, лагунного). Основными признаками формаций, как считает Л.Б.Рухин [125], являются особенности состава пород и устойчивость их формирования.

Только генетический подход позволил автору дать детальное литолого-фациальное и формационное расчленение, а затем и дифференцированную во времени и пространстве прогнозную оценку довольно "немой" и на первый взгляд однообразной мезозойской осадочной толщи региона, представленной сходными парагенезисами пород. На основании изложенных выше принципов нами составлены структурно-формационные карты масштаба 1:500 000 байосских, батских и нижнемеловых отложений. Рабочей основой для них послужили литолого-фациальные карты масштаба 1:200 000, карты экзогенного оруденения масштаба 1:500 000, геологическая и металлогеническая карта фундамента шита масштаба 1:500 000; первые две карты составлены нами для тех же возрастных диапазонов по всей территории распространения соответствующих отложений.

На структурно-формационных картах подчеркнуты особенности геологического развития, которые обуславливали образование рудных концентраций. На них показаны: основные структуры (щит и склоны) и структуры второго порядка (глыбы и крупные блоки); зоны активизации и основных разломов платформенного этапа развития щита, ограничивающие глыбы и блоки, которые испытывали дифференцированные вертикальные движения; площади распространения осадочных формаций, их строение с выделением субформаций и комплексов фаций; источники вещества – благоприятные площади питания области сноса (контуры площадей рудоносности и ореолы аномалий титана, циркония, олова, свинца, цинка и площади потенциально латеритоспособных пород); рудная специализация осадочных формаций; пути миграции вещества – древние долины области сноса. При показе рудной специализации мы исходили из необходимости выявления принадлежности концентраций металлов к рудным формациям, что отображено условными обозначениями: способ образования – форма знака; принадлежность к рудной формации – внутренняя штриховка; генетический тип – внутренний крап; масштаб оруденения – размер знака; связь с рудовмещающей формацией – внешняя обводка.

Обобщение геологического материала по формационному признаку дало возможность: реконструировать динамику геологического развития; выявить продуктивные этапы тектогенеза; выделить структуры, седиментогенные обстановки, формации и фации, характерные черты развития и становление которых определяли их металлогеническую специализацию; определить место рудообразующих процессов в ходе геологического развития; подойти с генетических позиций к вопросу выявления закономерностей размещения рудных концентраций во времени и пространстве; дать научно обоснованный прогноз на ряд полезных ископаемых.

2.2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ЛОКАЛИЗАЦИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РУДОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Достаточно широко развитыми осадочными формациями, занимающими 15 % территории СССР, являются континентальные угленосные. Они характеризуются высоким содержанием (до 30 %) геохимически активных органических веществ гумусового ряда, что обуславливает их высокую восстановительную и сорбционную емкость (особенно на стадиях седиментогенеза и диагенеза). Развитие сульфатредуцирующих биохимических процессов, приводящих к образованию сероводородного барьера, способствует подвижности металлов в глеевых обстановках [83]. Поэтому ниже дана детальная характеристика континентальных формаций как основного рудовмещающего комплекса на Украинском щите и его склонах в мезозойскую эпоху; морские отложения охарактеризованы кратко.

На основании интерпретации опорных геологических разрезов и всех литолого-стратиграфических колонок скважин с учетом макро-, микрофауни-

стических и палинологических определений, выявлены: закономерности связи фациальных особенностей субформаций с определенными фазами седиментогенеза и направленная пространственно-временная миграция субформаций, что позволяет обычно "немые" континентальные толщи средней юры и нижнего мела в ряде случаев расчленять до подъяруса.

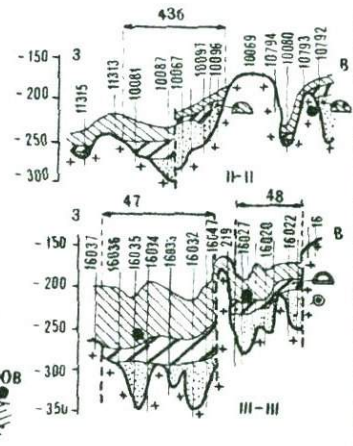
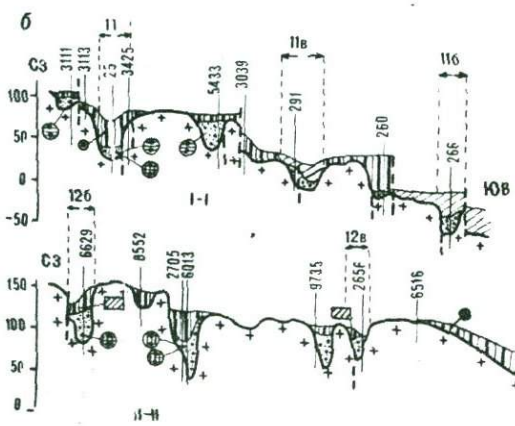
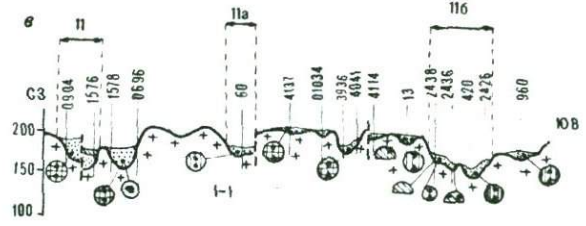
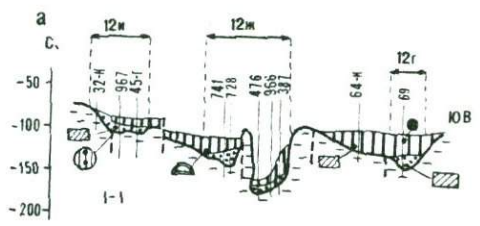
2.2.1. Юрский формационный комплекс

Юрский формационный комплекс на Украинском щите, его склонах и на сопредельных площадях структур обрамления представлен континентальными и морскими отложениями байосского, батского, келловейского и оксфордского возраста. Породы юры обнажены в районе Каневских дислокаций и вскрываются при проведении горных работ в бассейнах рек Уж и Норинь; на остальной территории они изучены в скважинах.

Юрские отложения северо-восточного склона щита изучали И.М.Ямниченко, О.К.Капгаренко-Черноусова, Ф.А.Станиславский, Ю.Е.Добрянский, В.Н.Соловицкий, М.А.Воронова, М.А.Самарин, С.А.Люльева, Э.Я.Ярцева и др. Результаты многолетних исследований освещены в монографической сводке "Стратиграфия ... Юра" [140] и в Объяснительной записке к "Геологической карте Украины и Молдавии, масштаба 1 : 1 000 000" [40].

Байосские формации. В байосском ярусе выделяются континентальная и морская формации. Граница площади распространения континентальной угленосно-терригенной формации на северо-восточном склоне Украинского щита контролируется отрезками Припятского, Звиздаль-Залесского, Фастовского, Андрушевского, Киевского, Летичевского и Днепровского разломов. Отложения формации перекрыты морской фаунистически охарактеризованной толщей батского яруса и содержат спорово-пыльцевые комплексы байосского возраста в районах городов Киев, Канев, Переяслав, Иванков, Кобеляки ([97], а также по данным В.А.Голубева, И.Ф.Поддубного, О.Н.Цымбала, В.И.Шулько, А.С.Войновского).

Континентальная формация подразделяется на терригенную и угленосно-терригенную субформации [162] (рис. 5–7). Терригенная субформация представлена флювиальной группой генетических типов отложений; на северо-востоке она перекрывается угленосно-терригенной субформацией, представленной озерно-болотной группой генетических типов отложений. Формация в целом характеризуется тремя типами разрезов: первый – отложения терригенной субформации – развит в полосе, прилегающей к зоне сочленения областей сноса и седиментации; второй – отложения терригенной субформации внизу и угленосно-терригенной сверху – развит в 20–80 км к северу и северо-востоку от границы области седиментации (западнее Смелянского и севернее Летичевского разломов; в Оболонской впадине; в бассейне р.Ворскла – см. рис. 5). Граница между ними определяется отрезками Фастовского, Коростенского, Киевского, Андрушевского, Смелянского, Днепровского разломов. Третий тип разреза – только отложения угленосно-терригенной субформации – характерен для пониженных водораздельных пространств. Современная глубина залегания формации – 60–440 м.



1	15
2	16
3	17
4	18
5	19
6	20
7	21
8	22
9	23
10	24
11	25
12	26
13	
14	

В состав терригенной субформации входят следующие комплексы фаций: русловый (валунно-галечные породы, осадочные брекчии, галечники, гравелиты, пески гравелистые и крупнозернистые, щебни); пойменный и старичный (песчаники, пески с песчаниками, алевриты, пески тонко-, мелко- и среднезернистые, часто с прослоями алевритов; в различной степени песчаные глины и вторичные каолины). Отложения фациально невыдержаны, прослеживаются узкими извилистыми и разветвленными полосами шириной 1–5 км и длиной многие десятки километров. Севернее зоны Коростенского разлома они представлены в основном тонкопесчаными пойменными фациями и только на северо-западе развиты грубозернистые русловые фации. К западу от Фастовского разлома встречаются залежи и прослои каолинов и каолиновых глин мощностью 5–10 м. Южнее Коростенского разлома преобладает русловый грубозернистый аллювий, за исключением Лебединской долины с притоками, где развиты песчаные глины с прослоями песков. Нижнюю часть разреза в Оболонской впадине И.С.Причина, В.И.Ванденко, а также А.Я.Радзивилл [123] рассматривают как туфогенно-осадочное образование, а А.С.Войновский считает эту пачку типичной осадочной брекчией, слагающей основание аллювиально-озерного цикла. Мощность субформации к западу от Смелянского разлома составляет 10–20 м, к востоку – 20–40 м; в районах городов Киев и Черкассы достигает 65 м. Залегают она на породах перми, триаса и кристаллического фундамента.

Угленосно-терригенная субформация сложена углистыми глинами с прослоями углистых песков, алевролитов и алевритов, вторичных каолинов, бурого угля, иногда с примесью гравия. Глины каолинитовые с примесью гидрослюд. Все породы интенсивно пиритизированы, особенно остатки корневых систем и растительный детрит. Толща характеризуется ритмичным чередованием углисто-глинистых и углисто-песчаных прослоев. Севернее Норинского и южнее Андрушевского разломов углистые глины замещаются углистыми алевритами или алевролитами. Мощность субформации от 4 до 47 м. Залегают отложения на флювиальных фациях байоса и на породах перми, триаса, кристаллического фундамента.

Рис. 6. Условия залегания континентальных формаций.

Разрезы к структурно-формационным схемам отложений: а – байосских; б – батских; в – нижнемеловых. (Масштаб вертикальный 1:5 000; горизонтальный 1:500 000.) Флювиальная субформация континентальной формации: 1 – байосская; 2 – батская; 3 – нижнемеловая; озерно-болотная субформация: 4 – байосская; 5 – батская; 6 – нижнемеловая; морская формация: 7 – батская; 8 – нижнемеловая; породы: 9 – перми и триаса; 10 – кристаллического фундамента; россыпные проявления: 11 – ильменит; 12 – циркон; 13 – касситерит; 14 – бокситы и бокситовидные породы; 15 – высокоглиноземистые каолины, 16 – цинк-свинцовая минерализация; генетический тип оруденения: 17 – аллювиальный; 18 – делювиально-аллювиальный; 19 – делювиальный; 20 – озерно-болотный; масштаб концентрации: 21 – месторождение или рудопроявление; 22 – точка повышенной минерализации; 23 – ореол геохимической аномалии свинца и цинка; 24 – шлиховая аномалия касситерита; 25 – разлом; 26 – контур долины и ее номер, соответствующий названию (см. рис. 5)

ФОРМАЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС	Я Р У С	ИНДЕКС	С	Т	Р	У	К	Т	У	Р	Ы	
			СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН	ВОЛЧАНСКАЯ ГЛЫБА	СЕВЕРНЫЙ СКЛОН	УМАНСКАЯ ГЛЫБА	КИРОВОГРАДСКАЯ ГЛЫБА	СРЕДНЕДНЕПРОВСКАЯ ГЛЫБА	ВОЛЧАНСКАЯ ГЛЫБА	ПОДОВСКАЯ ГЛЫБА	ЮГО-ЗАПАДНЫЙ СКЛОН	ЮЖНЫЙ СКЛОН
МЕЛОВЫЙ	СЕНОМАН	H_2	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
	АЛЬБ	H_{1a1}	[wavy]	[wavy]	[dots]	[wavy]	[wavy]	[dots]	[wavy]	[dots]	[wavy]	[dots]
	АПТ	H_{1a}	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
	ГОТЕРИВ-БАРРЕМ	H_{1b1}	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
ЮРСКИЙ	ОКСФОРД	J_{30}	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
	МЕЛЛОВЕЙ	J_{3c}	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
	БАТ	J_{2b1}	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]
	БАЙОС	J_{2b}	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[dots]	[?]	[dots]



Рис. 7. Распределение формаций в стратиграфическом разрезе структурных элементов Украинского щита.

Субформации континентальной формации: 1 – флювиальная терригенная; 2 – озерно-болотная угленосно-терригенная; формации: 3 – морская; 4 – континентально-морская (лагунная); 5 – внутриформационный перерыв; 6 – отложения отсутствуют

В песчаной и алевритовой фракциях флювиальных кварцевых песков и песчаников сосредоточена основная масса аксессуариев, в том числе ильменита, рутила, лейкоксена, циркона и др.; глинистая фракция песков и глин представлена каолинитом с примесью монтмориллонита и гидрослюды. Пески обогащены пиритом, марказитом и минерализованным растительным детритом.

В отложениях континентальной формации давно известны концентрации титана, циркония, свинца, цинка, глинозема, олова, а также геохимические аномалии галлия, молибдена, вольфрама, иттрия, иттербия, лантана, кобальта, стронция, хрома, никеля, меди, мышьяка, сурьмы. Большинство точек расположено в пределах нескольких более детально изученных районов и участков: для Киевского района характерна цинк-свинцовая минерализация, повышенная концентрация ильменита и гиббситоносные каолины; для Переяслав-Хмельницкого — геохимические аномалии свинца, цинка и циркония; на Черкасском участке известны проявления гиббситоносных каолинов и касситерита. С флювиальными фациями связаны концентрации титана, циркония, свинца, цинка, олова; с озерно-болотными — свинца, цинка, глинозема.

На междуречье Хорол — Сула (в области Оболонской впадины) и в низовьях р. Ворскла развиты прибрежно-морские фации морской формации — гидрослюдистые и монтмориллонитовые черные и серые аргиллитоподобные глины с раковинным и растительным детритом, с фауной *Parkinsonia parkinsoni* (мощность соответственно 72–126 и 17–37 м), относящиеся к верхней зоне верхнебайосского подъяруса. На обоих участках они перекрывают флювиальные и озерно-болотные фации.

Батские формации. Отложения батского яруса развиты на северном и северо-восточном склонах, на сопредельных участках Волынской и Уманской глыб щита (от г. Коростень до г. Белая Церковь), в Молочанском грабене и на северо-западе Приазовского массива (рис. 8, см. рис. 7). Они представлены континентальной, морской и континентально-морской (лагунной) формациями. Наиболее широко развита морская, перекрывающая отложения байосского возраста; их границы на северо-восточном склоне щита в основном совпадают. Здесь же морская формация окаймляется континентальной. Граница площади распространения последней контролируется отрезками Припятского, Звиздаль-Залесского, Андрушевского, Киевского, Летицевого и Днепровского разломов. Севернее Андрушевской зоны активизации ширина полосы континентальной формации составляет 25–40 км; восточнее Первомайской зоны активизации — до 10 км, а на отдельных участках (между Смелянским и Александрийским разломами) она прерывается. По флоре и спорово-пыльцевым комплексам формация датируется батским ярусом; севернее Овручской возвышенности, у с. Молесское и в бассейне р. Тетерев возраст озерно-болотных угленосных отложений позднебатский [138]. Современная глубина залегания формации 20–230 м.

Континентальная угленосно-терригенная формация батского возраста

подразделяется на терригенную и угленосно-терригенную субформации (см. рис. 6, 8). Терригенная субформация представлена флювиальной, а угленосно-терригенная — озерно-болотной группами генетических типов отложений.

Батская континентальная формация (так же, как и байосская) характеризуется тремя типами разреза: первый представлен терригенной субформацией, второй — угленосно-терригенной, третий — терригенной внизу и угленосно-терригенной сверху. Первый тип по латерали в сторону Днепровско-Донецкой впадины сменяется третьим, но, в отличие от байосса, он представлен на участках, незначительных по площади; разрез второго типа характерен для пониженных водораздельных пространств. В состав терригенной субформации входят русловый (гравелиты, галечники, гравийно-галечные конгломераты, валунно-галечные породы, пески гравелистые и крупнозернистые), пойменный и старичный комплексы фаций (пески тонко-, мелко- и среднезернистые, часто с прослоями алевритов или алевролитов, песчаники, пески с песчаниками, алевриты, глины и вторичные каолины в различной степени песчанистые с прослоями песков, песчаников, алевритов). Флювиальные комплексы прослеживаются узкими, разветвленными и извилистыми полосами. Отложения не выдержаны по мощности и составу. По сравнению с байосской субформацией значительно уменьшился объем грубокластической составляющей (галька, валуны, щебень) русловых фаций и существенно увеличился объем глинистой (в том числе каолиновой) составляющей пойменных фаций. В долинах рек, размывавших породы Овручской возвышенности, русловый ашювий представлен валунно-галечным горизонтом, конгломератами и галечниками; в остальных — гравелитами, песками крупнозернистыми и гравелистыми. Пойменные фации наиболее широко развиты южнее Коростенского разлома. Мощность терригенной субформации от 2–5 до 10–20 м; увеличивается в зоне Припятского и к востоку от Звиздаль-Залесского разломов (в бассейне рек Тетерев — Здвиж), достигая 40 м. Породы залегают в основном на кристаллическом фундаменте и его коре выветривания.

Угленосно-терригенная субформация характеризуется следующими разрезами: углистые глины с прослоями бурого угля (наиболее широко развиты); переслаивание углистых глин и углистого песка с прослоями бурого угля; переслаивание углистых алеврита или алевролита, песка, глины, редко песчаника с прослоями бурого угля, иногда с примесью гравия. Состав глин каолиновый, реже гидрослюдистый. Мощность субформации 5–10 до 15–25, редко 35 м. Залегает она на породах терригенной субформации (в пределах долин), на кристаллическом фундаменте и его коре выветривания. Толща, как правило, характеризуется ритмичным чередованием тонкозернистых углисто-глинистых и сравнительно грубозернистых углисто-песчаных прослоев. Разрезы не выдержаны по мощности, строению и простиранию. Северо-восточнее г.Радомысль, к востоку от Звиздаль-Залесского разлома в толще озерно-болотных отложений залегают прослой морских глин и песков

с глауконитом, раковинами моллюсков и фораминифер. К северу от г. Фастов породы сильно пиритизированы, с образованием прослоев песчаника на пиритовом цементе и полной минерализацией остатков корневых систем.

В континентальной формации выявлены ранее концентрации титана, циркония, олова, свинца, цинка, алюминия, а также геохимические аномалии германия, редких земель, меди, иттрия, ртути. Большинство точек расположено севернее Волынского разлома в зоне сочленения северо-восточного склона щита и Волынской глыбы. Для этого района характерны концентрации ильменита, циркона, касситерита и цинк-свинцовая минерализация (Радомышльский участок); гиббситоносные каолины известны в верхней части северо-восточного склона щита у г. Радомышль и в отложениях лагунной формации в бассейне р. Ворскла; для северного склона характерна россыпная минерализация циркона. С флювиальным комплексом связаны концентрации титана, циркония, олова, алюминия, свинца, цинка; с озерно-болотными — свинца, цинка; с лагунными — алюминия. В карбонатах верхнебатской и углистых породах нижнебатской морской субформаций выявлена цинк-свинцовая минерализация, наиболее контрастно выраженная на Киевском участке.

В направлении Днепровско-Донецкой впадины континентальная формация замещается морской, которая характеризуется двучленным строением и по ассоциациям фораминифер и моллюсков разделяется [40, 140 и др.] на подъярусы. В низах разреза залегают углистые глины, алевроиты с прослоями песка или без него, тонкопереслаивающиеся песчаные глины, алевроиты, пески, нередко песчаники с прослоями и раннедиагенетическими (с ходами илоедов и реликтовой слоистостью) конкрециями сидероплезита [58]. Это фации узких протяженных заливов и прибрежных зон, которые связаны с системами крупных древних рек и относятся к нижнему подъярису. К востоку от Фастовского и Смелянского разломов толща распространена почти повсеместно. Нижний горизонт максимального конкрециеобразования приурочен к верхней части толщи, что обусловлено резкой сменой окислительно-восстановительной обстановки при диагенезе углистых фаций [68, 148, 168].

Основная часть формации представлена аргиллитоподобными тонкослоистыми глинами с прослоями и конкрециями сидероплезита, известняка, редко песчаника с маломощными прослоями и "присыпками" алевроита и песка — фации открытого моря, которые относятся к верхнему подъярису. Глины формации монтмориллонит-гидрослюдистые (иллитовые), иногда с каолинитом. Аналогичная толща, охарактеризованная спорово-пыльцевыми комплексами [34] и фауной моллюсков, вскрыта в центральной части Молочанского грабена и в древней долине на северо-западе Приазовского массива (площади распространения незначительны). Мощность формации от 5—10 до 100—150 м (последнее северо-восточнее г. Черкассы), в Оболонской впадине — 269 м. Толща залегает на породах перми, триаса, байоса и кристаллического фундамента.

В бассейне р.Ворскла (села Сухиновка, Новогригоровка и др.) к востоку от Нововоронцовского разлома верхи разреза батских отложений представлены континентально-морской лагунной формацией — пески и глины углистые с прослоями бурого угля, глауконит-кварцевого песка, известняка, сидерита, песчаника; максимальная мощность до 75 м.

Келловейская и оксфордская формации. На северо-востоке региона развиты (см. рис. 7) морские кремнисто-карбонатно-терригенные формации келловейского и оксфордского возрастов. Келловейский ярус в составе трех подъярусов представлен алевритами, глинами, алевритами, песками, песчаниками, известняками, мергелями, опоками, сидеритами. Основная роль принадлежит глинисто-алевритовой составляющей, которая преобладает в нижнем келловее; в верхах среднего и в верхнем подъярусе существенно увеличивается объем карбонатных, кремнистых и окремненных пород. В разрезе нижнего келловоя присутствуют слои, обогащенные оолитами шамозита, а в низах среднего — прослой шамозита. Нижний подъярус в бассейне р.Ворскла представлен континентальными углистыми глинами, песками и бурым углем; в бассейне р.Здвиж он полностью отсутствует, а разрез среднего подъяруса здесь сложен морскими песчаниками с прослоями бурого угля. Мощность келловейского яруса 30–80 м. На севере Бориспольской впадины к западу от Остерско-Переяславской возвышенности (см. рис. 16) с известняками келловоя связана минерализация галенита.

В оксфордском разрезе преобладают карбонатные глины и мергели с прослоями известняков, песков с раковинным детритом, железистыми оолитами, кремнистых известняков и окремненных глин; количество карбонатов увеличивается к подошве и кровле разреза. Мощность оксфордских отложений составляет 20–45 м.

2.2.2. Меловой формационный комплекс

Меловой комплекс представлен нижне- и верхнемеловыми континентальными и морскими формациями. Известные в настоящее время континентальные отложения накопились в основном в раннемеловую эпоху. Они вскрыты горными выработками в бассейнах рек Норинь, Ирша, Уж, Жерев, Гнилой Тикич, Рось, обнажаются по р.Кодыма и в районе Каневских дислокаций, на остальной территории изучены в многочисленных скважинах.

Систематическое изучение нижнемеловых толщ, впервые выделенных Ф.М.Дыссой в 1940 г., началось с 50-х годов. Стратиграфии, литологии, условиям образования и полезным ископаемым нижнего мела посвящены работы Н.М.Барановой, Ю.Б.Басса, М.Ф.Веклича, М.А.Вороновой, В.Х.Геворкяна, А.А.Гойжевского, Ф.М.Дыссы, Ю.Г.Ермакова, К.М.Заруцкого, Е.М.Зубенко, А.В.Иванникова, О.К.Каптаренко-Черноусовой, М.Н.Клюшниковой, Е.Я.Краевой, Е.С.Липник, Е.Т.Ломаевой, Г.В.Пасечного, В.В.Пермякова, Л.Ф.Плотниковой, А.П.Ромодановой, В.К.Рябчуна, В.Н.Соловицкого, М.Д.Эльянова и др. Результаты многолетних исследований обобщены в монографической сводке по стратиграфии [141] и в Объяснительной записке к "Геологической карте Украины и Молдавии масштаба 1 : 1 000 000" [40].

Нижнемеловые отложения в пределах Украинского щита, его склонов и северного борта Причерноморской впадины представлены комплексами континентальных фаций готеривского, барремского, аптского и континентальных и морских фаций альбского ярусов. Однако слабая, в ряде случаев неоднозначная палинологическая характеристика континентальных толщ, сложное по латерали и разрезам литолого-фациальное их строение, недостаточно четко выявленная миграция разновозрастных фаций в пространстве, накопление разновозрастных, но аналогичных по составу фаций в пределах одних и тех же участков долин, отсутствие маркирующих горизонтов — вот основные причины, вызвавшие необходимость составить структурно-формационную карту нерасчлененной нижнемеловой континентальной формации. Тем не менее эта карта позволяет выявить общие закономерности образования формации, ее фациальные, палеогеоморфологические, палеотектонические и металлогенические особенности.

Континентальная бокситоносно-угленосная терригенная формация. Отложения формации (рис. 9, см. рис. 6, 7) развиты на северо-восточном и южном склонах щита, на Волынской, Подольской, Уманской и Кировоградской глыбах, в пределах северного борта Причерноморской впадины и на Приазовском массиве, где границы площади их распространения контролируются отрезками Норинского, Прилуцкого, Корещкого, Андрушевского, Первомайского, Ладыженского, Смелянского, Оболонского, Девладовского, Конкского, Азово-Павлоградского и других разломов.

Палинологически датированные толщи готеривского и барремского (или только последнего) ярусов имеют ограниченное распространение (рис. 9). Они установлены на северо-восточном склоне. На Кировоградской глыбе к позднему баррему М.А.Воронова и С.Я.Егорова отнесли ротмистровскую толщу [33]. На локальных участках в полосе Конкской зоны активизации выделенный ими же спорово-пыльцевой комплекс позднего баррема характеризует озерно-болотную группу фаций, которая подстилается немой флювиальной.

Основную часть формации составляют аптские отложения, наиболее широко развитые на севере щита (западнее Звиздаль-Залесского разлома), в центральной его части (на Кировоградской глыбе), на южном склоне и на северном борту Причерноморской впадины. На северо-восточном склоне щита (к северо-западу от Смелянской зоны активизации) эти отложения встречаются на небольших разрозненных участках. Как правило, большинство исследователей флювиальные и озерно-болотные группы генетических типов отложений по всей площади их распространения датируют (по спорово-пыльцевым комплексам) нерасчлененным аптом. А М.А.Воронова и С.Я.Егорова [33] на севере, северо-западе, юге и в центральной части региона расчленяют аптские отложения, выделяя спорово-пыльцевые комплексы раннего (подбокситового) и позднего (надбокситового) апта, которые характеризуют соответственно флювиальные и озерно-болотные группы фаций. В междуречье Висунь — Ингулец и в Молочанском гребене нами по спорово-

пыльцевым комплексам (определения Т.Б.Губкиной, 1974 г.) тоже определена принадлежность первых к раннему апту, а вторых – к позднему (при совместном их залегании в разрезе). Условно к аптскому ярусу отнесены фашиально и литологически сходные с датированными отложения, залегающие в верховьях долин Червоноармейской системы (к западу от Усовского разлома), возрастная принадлежность которых пока точно не установлена; ранее они относились к нижнему сармату, породами которого перекрываются.

Континентальные отложения альбского яруса развиты ограниченно; палинологически датированные разрезы фиксируются на севере (А.С.Дранник, В.М.Тимофеев, В.П.Бухарев, А.Г.Ролик), в центральной части шита (Д.Ф.Володин, И.Ф.Поддубный), в Среднем Побужье [30], в районе Оболонской впадины (А.С.Войновский).

В составе бокситоносно-угленосной терригенной формации выделяются [162, 167] две субформации – бокситоносно-углистая терригенная и угленосно-терригенная (см. рис. 6, 9). Первая представлена флювиальной группой генетических типов отложений – русловыми, пойменными, старичными, пролювиальными, делювиальными комплексами, а вторая – озерно-болотной группой. Формация характеризуется тремя типами разрезов, представленных только одной из субформаций или совместным их залеганием.

Русловые галечники, гравелиты, пески гравелистые, разнозернистые и крупнозернистые встречаются почти в каждой долине, но на юге региона они распространены незначительно. Наиболее широко развиты пойменные и старичные комплексы, особенно песчаный и каолиновый; значительно реже – глинистый. Характерные разрезы песчаного комплекса: песчаники кварц-каолиновые и кварцевые в различной степени углистые с тонкими прослоями песков и глин (типичны для южного склона и северного борта Причерноморской впадины); но в долинах, приуроченных к Смелянской и Александрийской зонам активизации, – песчаники сильно углистые с прослоями углистых глин и песков; пески тонко-, мелкозернистые, алевриты, иногда с прослоями песчаников, реже глин, с различным количеством обугленного растительного детрита. Каолиновый комплекс представлен: вторичными каолинами в различной степени песчанистыми; каолинами с прослоями песков и гравелитов, реже глин; кварц-каолиновой породой; на отдельных участках в каолинах присутствует гиббсит. В целом объем каолиновой составляющей в пойменном комплексе увеличивается к югу от Андрушевского разлома. Своеобразны фации Ротмистровской впадины (переслаивание горючих сланцев, углистых глин, известняков, песчаников, брекчий, кремней, "сахарных" глин, песчано-гравийного материала) и зоны сочленения Украинского шита с Донецким складчатым сооружением, где развиты карстовые и озерно-карстовые фации (глинисто-обломочные, песчаные породы, пески, глины, каолины, песчаники, прослойки сидеритов; с окремнением различной интенсивности – от пятнистого пропитывания разных пород, сохраняющих первичную структуру, до образования сливных кремней).

Бокситы и бокситовидные породы, связанные с аллювиальными, делювиальными и пролювиальными генетическими типами флювиальной группы, встречаются довольно часто на небольших по площади участках. Породы флювиальной группы залегают на кристаллическом фундаменте и юрских отложениях. Их мощность от 0,5–1 до 113 м.

Озерно-болотная угленосно-терригенная субформация сложена углистыми глинами с прослоями бурого угля и лигнита (развиты в основном на северо-восточном склоне); для юга региона характерно переслаивание углестых глин, песка, песчаника, алевроита, бурого угля и лигнита. Породы повсеместно сильно пиритизированы. Глины, как правило, каолиновые, иногда с примесью гиббсита, встречаются прослои каолинов с гиббситом.

На Волынской глыбе озерно-болотные фации размыты, сохранились на небольших участках, а южнее Коростенского разлома практически отсутствуют. На юге они вытянуты узкой прерывающейся полосой; на северо-восточном склоне развиты широко в районе Оболенской впадины и вокруг Остерско-Переяславского горста. На отдельных участках в толще континентальных озерно-болотных отложений встречаются прослои морских глин и песков с глауконитом, фораминиферами, спикулами губок, радиоляриями, чешуей и зубами рыб [38, 167 и др.], которые, как правило, выклиниваются в сторону суши. Такие разрезы характерны для южного склона и северного борта Причерноморской впадины (села Владиевка – Любашевка, Новая Одесса, междуречье Висунь – Ингулец, Молочанский грабен) в пределах Первомайской, Смелянской, Александрийской, Азово-Павлоградской зон активизации. Мощность озерно-болотных фаций 1–2 до 30–40 м. Субформация перекрывает флювиальную бокситоносно-углистую терригенную субформацию или залегает на породах фундамента, коре выветривания и юрских отложениях.

В целом для формации характерно значительное увеличение (по сравнению с байосскими и батскими отложениями тонкозернистой песчаной и каолиновой составляющей в пойменном комплексе и почти полное отсутствие валунов и щебня в русловом аллювии.

Особенности тектонического развития каждой структуры региона определяли индивидуальные черты строения континентальной формации, залегающей в пределах той или иной структуры, а специализация областей питания – ее металлогению. Так, на Волынской глыбе развиты отложения апт-альбского возраста, представленные русловым (гравийно-галечно-песчаным), пойменным и старичным (каолиновым, песчаным, бокситовым) комплексами; русловый комплекс преобладает. Озерно-болотные фации встречаются на небольших локальных участках. Наиболее широко отложения формации развиты на востоке глыбы (восточнее Усовского разлома), где они выполняют Лугинскую, Ушомирскую, Чаповичскую и другие долины. В Червоноармейской, Хмельникской и других долинах западной половины глыбы аллювий встречен на небольших разрозненных участках. Средняя мощность флювиальной субформации 5–10 м (от 1 до 30), озерно-болот-

ной — 2–7 м (от 1 до 16). С первой связаны концентрации титана, циркония, олова, залежи бокситов и бокситовидных пород.

На Кировоградской глыбе развиты отложения баррем-апт-альбского возраста, представленные русловым (гравийно-песчаным) и пойменным (каолиновым, песчаным, бокситовым) комплексами. В пойменном комплексе основная роль принадлежит каолиновой составляющей; заметно увеличился, по сравнению с Волынской глыбой, объем бокситовых фаций. Аптский и, на отдельных участках, альбский русловый и пойменный комплексы развиты на блоках северо-западной части глыбы, где они выполняют Рыжановскую, Юрковскую, Звенигородскую, Лебединскую и другие долины. В небольшой по площади Ротмистровской впадине, расположенной в пределах Смелянской зоны активизации, залегают барремские отложения, резко отличающиеся по составу и мощности (до 113 м) от аптских. Средняя мощность флювиальной субформации 5–15 м (от 1 до 28 м). С флювиальными комплексами связаны концентрации титана, циркония, олова, проявления бокситов и высокоглиноземистых гиббситсодержащих каолинов.

На севере Уманской глыбы развиты континентальные отложения аптского возраста, представленные русловым (песчаным) и пойменным (каолиновым) комплексами, которые выполняют Тетиевскую долину, где локализуются концентрации свинца, титана, циркония и месторождение высокоглиноземистых каолинов. Средняя мощность отложений 5–15 м (от 1 до 25 м). На юго-западе Подольской глыбы развиты отложения аптского возраста, представленные русловыми (песчаными), пойменными (песчано-каолиновыми) и озерно-болотными комплексами фаций, которые встречаются на разрозненных небольших участках в верховьях Новоушицкой, Копайгородской и других долин. Мощность отложений 1–10 м.

На северо-восточном склоне щита от г. Чернобыль до г. Канев развиты отложения готерив-барремского, а на локальных участках — аптского возраста, представленные русловыми (гравелиты, галечники, пески гравелистые и крупнозернистые), пойменными (пески тонко- и мелкозернистые, песчаники, алевроиты, глины) и озерно-болотными (углистые каолиновые глины, бурый уголь, пески) комплексами. Флювиальные фации выполняют долины, которые огибают с запада Остерско-Переяславскую горст-возвышенность и прорезают ее восточный склон, а озерно-болотные развиты сплошным чехлом севернее и восточнее возвышенности. Мощность флювиальных фаций от 1–2 до 50 м (увеличение в сторону Днепровско-Донешкой впадины), озерно-болотных — 5–10 м (от 3 до 36 м). Северо-восточнее г. Канев в долинах, являющихся продолжением Рыжановской и Юрковской, с аллювием связаны рудопроявления титана и циркония; геохимические аномалии свинца и цинка встречаются во флювиальных фациях довольно часто. К озерно-болотным отложениям приурочены геохимические аномалии свинца и гиббситсодержащие каолиновые глины.

На южном склоне щита, северном борту Причерноморской впадины,

В Конкско-Ялынской впадине и на северо-западе Приазовского массива развиты отложения баррем-апт-альбского возраста, представленные русловым, пойменным, старичным (песчано-каолиновым) и озерно-болотным (углисто-глинистым, углисто-песчаным) комплексами. Преобладают пойменные и старичные комплексы, широко развиты пролювиальные фации. Озерно-болотные фации развиты на локальных площадях, прослеживающихся узкой прерывистой полосой; наиболее обширные участки находятся между Смелянским и Нововоронцовским разломами. Мощностъ флювиальных отложений 20—40 м (от 0,5 до 75 м) с увеличением в Смелянской, Александрийской и Азово-Павлоградской зонах активизации, озерно-болотных — 10—20 м (от 1 до 40 м). Во флювиальных фациях отмечается повышенное содержание титана, циркония, олова, свинца, цинка, часто встречаются линзы и прослои бокситов, бокситовидных пород и гиббситсодержащих каолинов. С озерно-болотными фациями связаны ореолы геохимических аномалий свинца, цинка и гиббситсодержащие каолиновые глины.

С бокситоносно-угленосной терригенной формацией в целом, кроме перечисленных, связано повышенное содержание меди, кобальта, никеля, хрома, вольфрама, иттрия, лантана, ванадия, молибдена, бария, стронция, галлия, фосфора и других редких и рассеянных элементов.

Морские формации нижнего — верхнего мела. Морская формация нижнего мела почти полностью перекрывает континентальную. Низы морской формации по комплексу моллюсков и фораминифер на большей части территории датируются верхнеальбским и сеноманским, в Припятском прогибе — валанжинским, на севере Днепровско-Донецкой впадины — готерия-барремским, в долинах северного борта Причерноморской впадины, приуроченных к Александрийской зоне активизации, — аптским веком [72, 76, 137 и др.]. Турон-маастрихтская часть разреза развита главным образом на склонах щита и в его обрамлении. Полнота разрезов в различных районах непостоянна; мощности изменяются в значительных пределах.

Морские отложения в регионе представлены в основном кремнисто-терригенной толщей позднеальб-раннесеноманского возраста, кремнисто-карбонатной позднесеноман-раннесантонского и терригенно-карбонатно-кремнистой позднесантон-маастрихтского возраста. Кремнисто-терригенная толща сложена глауконит-кварцевыми (в отдельных районах — существенно глауконитовыми) песками и песчаниками, кремнями, опоками, спонголитами, гезами, алевритами, глинами с маломощными прослоями сидеритов, редко глинистыми известняками; глинистая составляющая представлена каолинитом, иллитом, бейделитом, с преобладанием гидрослюд в верхах разрезов. Минералы группы глауконита являются индикаторами эпох интенсивного выветривания и корообразования на суше; участки бокситообразования фиксируются прибрежными разностями минералов группы глауконита, обогащенными алюминием [108].

В составе кремнисто-карбонатной толщи выделяются пелитоморфные и органогенные известняки, мергели, трепелы, кремни, писчий мел; карбо-

натные породы часто окремнены. Терригенно-карбонатно-кремнистая часть разреза представлена песками, алевролитами, глинами, трепелами, опоками, мергелями, известняками, кремнистыми породами.

2.3. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА РУДОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Одной из первоочередных задач металлогенических исследований осадочных толщ является изучение палеогеографических условий образования рудных концентраций [11, 25, 26, 126 и др.]. Региональные палеогеографические реконструкции, последовательно раскрывая динамику развития региона, позволяют понять процессы рудообразования и локализовать район поисков.

Палеогеографические карты естественно-исторических этапов отражают реконструированные физико-географические обстановки, в которых формировались реально существующие парагенезы пород. Расшифровка условий формирования синдинамичных парагенезов способствует выделению генетических типов отложений, что позволяет восстанавливать историю становления формаций, в состав которых они входят [159]. Закономерно сочетающиеся группы генетических типов – субформации – соответствуют определенным палеогеографическим обстановкам. Последние отличались друг от друга соотношением и интенсивностью физико-химических процессов денудации и активностью мобилизующих факторов, процессов аккумуляции, преобладанием характерного тектонического режима, биотой, рельефом, климатом и пр. Поэтому последовательно-временные палеогеографические реконструкции как в областях сноса, так и седиментации в сочетании с формационным анализом и воссозданным палеотектоническим режимом имеют значение динамико-генетической модели условий седиментогенеза и рудообразования. Они позволяют выяснить влияние палеогеографических факторов на концентрацию рудных компонентов и выявить закономерности в их локализации.

В качестве основных рассматриваются следующие факторы: фациальные особенности континентальных и морских седиментационных ландшафтов, их пространственно-временная миграция, рельеф областей сноса и осадконакопления, распределение древних долин, расположение береговых линий, климат.

Для территории Украинского щита со склонами на основе литолого-фациальных и структурно-формационных карт нами построены рабочие региональные структурно-палеогеографические карты масштаба 1:500 000, трансформированные в схемы масштаба 1:2 500 000, на которых в регион палеогеографических реконструкций дополнительно включены и сопредельные части обрамляющих структур. Для реконструкций последних использованы материалы [2, 3, 90, 141, 142 и др.].

Карты и схемы фиксируют гетерогенные обстановки байосского, батского и раннемелового времени, что позволяет проследить взаимовлияние

и последовательность проявления разновозрастных ландшафтно-фациальных обстановок в конкретной системе суша — море. Схемы составлены на структурной основе; на них показаны области сноса, континентальной и морской седиментации, обстановки аккумулятивных равнин, прибрежных заболоченных низменностей и морских бассейнов, тальвеги древних долин областей сноса, изогипсы реконструированного рельефа водораздельных пространств для областей сноса и континентальной седиментации (без учета эрозионного расчленения), береговые линии, древние водоразделы, положение наложенных впадин на шите и склонах, местоположение основных месторождений и рудопроявлений, а в отдельных случаях точек минерализации и площадных геохимических или шлиховых ореолов. Схемы иллюстрируются разрезами, синхронными реконструированному времени.

Рельеф, являясь опосредствованным выражением тектонического режима, выступал как ландшафтообразующий фактор, определял интенсивность и соотношение механо- и хемогенной составляющей выноса (из области питания) и, следовательно, влиял на индивидуализацию конкретных формаций, их фациально-геохимический профиль и металлогенические особенности. Поэтому глубина эрозионного расчленения, в частности, может быть важным поисковым признаком (рис. 10), что детально рассмотрено в следующей главе.

Поверхность докембрийского фундамента и доюрских отложений на шите и его склонах прорезана большим количеством древних долин (см. рис. 9). Долины несомненно испытали ряд преобразований со времени заложения (изменение глубины, ширины, контура, сечения, перехват притоков и пр.), за исключением тех участков, которые были законсервированы накопившимися на том или ином отрезке времени осадками. Но в целом в течение мезозоя сохранялся общий рисунок гидро сети региона [44].

Как правило, каждая основная долина имеет большое количество притоков, на некоторых участках наблюдается распад долины на рукава. Максимальная длина долин 180—280 км, ширина от 1—2 до 10—12 км, глубина эрозионного среза от 20—30 до 100—150 м (рис. 10). Долины в основном связаны с разломами. Чаще всего они приурочены непосредственно к зоне разлома, а в иных случаях развиты в грабенах зон активизации, например Положская долина в Молочанском грабене [52, 162]. Здесь они широкие, извилистые, с большим количеством притоков, иногда распадаются на ряд рукавов, либо развиваются две долины у бортов грабена:

Роль долин в формировании металлогенических особенностей формаций исключительно велика: это и пространственно ориентированные и локализованные потоки поверхностного и подземного стока, дренировавшие конкретный участок области питания с присущими ему геохимическими и металлогеническими чертами; и пути миграции разнообразных форм хемогенной, терригенной, органической, в том числе рудной компоненты; и поле дифференциации этих составляющих; и участки возникновения и развития физических и разнотипных геохимических барьеров; и резервуары для осад-

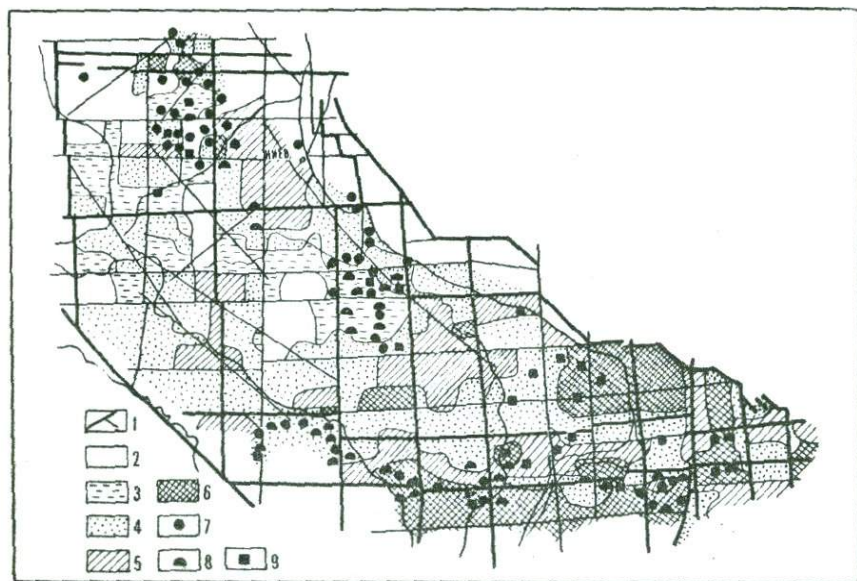


Рис. 10. Связь рудных концентраций с глубиной эрозионного расчленения поверхности докембрийского фундамента (использованы данные А.А.Гойжевского по глубине эрозионного расчленения):

1 – зоны разломов; площади с глубиной эрозионного вреза, м; 2 – < 30; 3 – 30–40; 4 – 40–60; 5 – 60–80; 6 – > 80; 7 – россышные проявления титана, цирконий, оловосодержащих минералов; запежки: 8 – бокситов и высокоглиноземистых каолинов, 9 – латеритных бокситов

конакопления и рудообразования на ранних и поздних стадиях литогенеза; и пути кратковременных, пульсирующего типа ингрессий, а также транзита моря на начальных стадиях трансгрессии.

Поскольку в ходе изучения мезозойских осадочных формаций и их рудоносности выяснилась исключительная роль не только древних долин [47], но и в целом рельефа (в том числе водораздельных пространств), то возникла необходимость в реконструкции гилсометрии рельефа для исследуемых временных интервалов. А.А.Гойжевским и О.Е.Шевченко [50] была разработана методика таких реконструкций, суть которой сводится к следующему.

Поверхность выравнивания на Украинском щите сформировалась, по данным А.А.Гойжевского, в начале средней юры. Эта поверхность рассматривается им в качестве маркирующей для расшифровки мезо-кайнозойской блоковой структуры щита. В ходе дальнейшей тектонической эволюции щита в мезозое изменялась высота поверхности фундамента от блока к блоку и происходило эрозионное расчленение поверхности выравнивания широко разветвленной древней гидросетью, формирование основного рисунка которой завершилось главным образом в средней юре. На распределение высот поверхности фундамента влияли дифференцированные движения

блоков на фоне общих колебательных движений. А.А.Гойжевским составлен структурный план платформенного этапа развития щита (в том числе для мезо-кайнозоя) [44].

Известно, что абсолютная высота участка современного водораздела складывается из таких величин: глубины эрозионного расчленения данного участка и абсолютной высоты дна основной долины этого участка над уровнем моря. Абсолютная же высота участка древнего водораздела (A_d) состоит из суммы величин: A_d — абсолютной высоты дна основной древней долины данного блока для того же времени; Γ_p — глубины общего эрозионного расчленения поверхности субстрата (пород фундамента или иных подстилающих образований) в пределах данного блока для реконструируемого отрезка времени; M_c — мощности пород, смытых с водораздельного пространства за определенное время. Глубина общего эрозионного расчленения определяется по картам гипсометрии современного рельефа поверхности фундамента или других горизонтов осадочного чехла с сечением горизонтов через 10 м.

Абсолютная высота основной долины на данном участке зависит от расстояния этого участка до береговой (нулевой) линии, т.е. до устья долины, и от ее уклона. Для определения абсолютной высоты дна древних долин рассмотрен общий характер рельефа в мезозое и доказано его сходство с современным. Поэтому на основании анализа древней речной сети (ее глубины, густоты, общей глубины эрозионного расчленения, характера водораздельных пространств) и состава долинных и прибрежных осадков исследуемого времени авторы, используя метод актуализма, выделили в древних ландшафтах районы, аналогичные современным: Полесью, Приазовью, Правобережной возвышенности и другим, т.е. произвели районирование древнего рельефа применительно к современным участкам с различным типом орографии. Это позволило использовать данные по уклонам современных рек (U_{cp}) для районов Украины с различными типами орографии [81, с. 7]. Анализ этих данных показывает, что уклон рек значительно изменяется в зависимости от длины реки — чем короче река, тем больше уклон и наоборот. Были рассчитаны учитывающие эту зависимость поправочные коэффициенты (k), которые составили для рек длиной 150–120 км — 0,7; 120–80 км — 1; 80–50 км — 1,4–1,5. Общая длина древней долины и расстояние от устья основной долины до данного участка (P_y) снимается с палеогеографических карт, составленных нами для батского, байосского и раннемелового времени. Таким образом,

$$A_d = P_y \cdot U_{cp} \cdot k.$$

Например: длина байосской долины 150 км; расчетная точка находится от устья на расстоянии 100 км; рельеф данного района в байосское время соответствовал рельефу современного Полесья в пределах Украинского щита, для которого средний уклон реки по "Каталогу ..." [81] составляет 0,7–0,8 м/км, что характерно для рек длиной 80–120 км. Но так как общая длина байосской долины 150 км, вводится поправочный коэффициент 0,7.

Отсюда

$$A_d = 100 \cdot 0,75 \cdot 0,7 = 52,5 \text{ м.}$$

Многовариантные расчеты с использованием различных исходных данных указывают на возможность ошибки в 20–30 м.

При определении мощности смытых пород учитывались качественные показатели: преобладание в мезозое боковой эрозии над глубиной, вследствие чего основной смыв материала происходил со склонов долин и прилегающих наклонных участков водоразделов; смыв с вершинных, практически горизонтальных, площадок водоразделов был минимальным; степень перекрытия площади шита осадками к концу палеогена составляла 30 %, к концу неогена — 70 %; глубина плоскостного смыва постепенно возрастала по направлению к верховьям рек по мере того, как фундаментом перекрывался разновозрастными осадками. Для послесреднеюрского времени мощность смытых пород принимается равной 20–40 м. Безусловно, эти цифры приблизительны, но есть основание полагать, что они близки к реальным. Итак,

$$A_B = A_d + \Gamma_p + M_c = \Gamma_p + (P_y \cdot U_{cp} \cdot k) + M_c.$$

Ошибка в определении абсолютной высоты древних водораздельных пространств возможна и вероятна, но она будет систематической и не повлияет на общую характеристику палеорельефа. Следует еще раз подчеркнуть, что речь идет о вычислении абсолютных высот поверхности только водораздельных пространств.

Расчитанные на конец байосского, батского и альбского века абсолютные высоты вершин водораздельных поверхностей каждого отдельного блока были нанесены на структурные планы соответствующих палеогеографических карт и по ним проведены изогипсы, сечением 50 м. Естественно, что они схематичны, не отражают деталей рельефа и не учитывают эрозионного вреза даже самых крупных долин. Тем не менее эти схемы рельефа согласуются с различными геологическими, в том числе литологическими и фациальными данными и часто их объясняют. Они демонстрируют положение основных морфоструктурных элементов, их эволюцию во времени и тенденцию определенных блоков к преимущественному направлению движения.

Эволюция палеогеографических условий. Континентальные формации среднеюрской и раннемеловой эпох накапливались в обстановках гумидных аккумулятивных равнин, на повышенных участках которых формировалась флювиальная группа генетических типов отложений, а на прибрежной заболоченной низменности — озерно-болотная. Основной компонентой флювиальных субформаций являлся аллювий древних рек в составе руслового, пойменного и старичного комплексов фаций. Из-за небольшого объема и вследствие сонахождения в одних и тех же геоморфологических обстановках к субформации отнесены делювий склонов долин и пролювий временных водотоков ложков и оврагов. В озерно-болотную субформацию объединены фации торфяников, озер и низовьев подтопленных, часто заболоченных рек, которые меандрировали и блуждали по заболоченной низменности. Озера (за исключением тех, которые имели тектоническую природу, напри-

мер, в Ротмистровской и Оболонской впадинах) были очень неустойчивы, с непостоянными границами, обычно разливались на сотни и более квадратных километров из-за половодий впадавших в них рек, либо заболачивались и пересыхали.

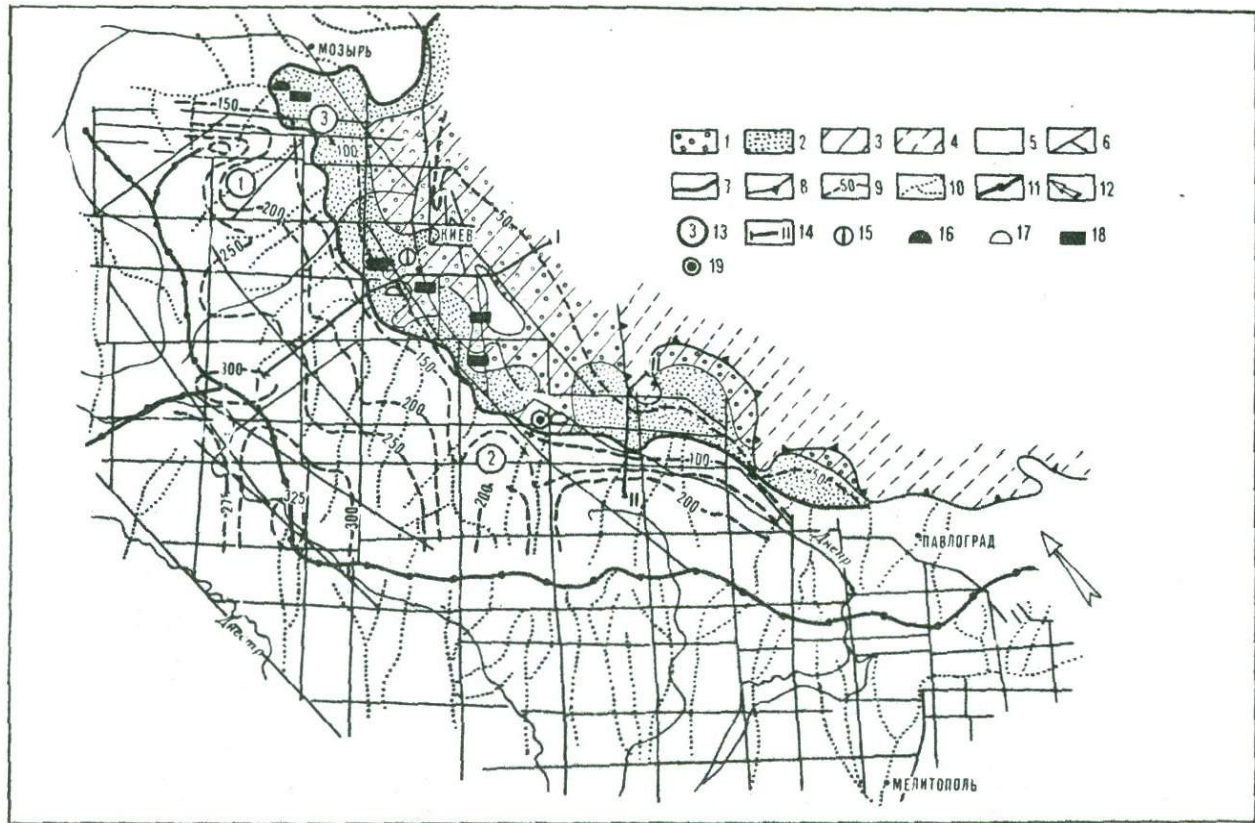
Б а й о с с к и й в е к (рис. 11, 12). Байосская естественная седиментационная область (по Н.М.Страхову [142]) на территории региона включала конечный водоем стока – прибрежно-морской ландшафт, а также аккумулятивные и денудационные ландшафты, ограниченные по периферии условной линией древнего водораздела. По высотному положению и характеру рельефа в области денудации выделялись: денудационная равнина с мивимальными абсолютными высотами (абс. выс. 80–130 м), плато, возвышенности, впадины.

Обширная холмистая Подольская и узкая широтная Овручская возвышенности (абс. выс. 230–325 м) были прорезаны многочисленными долинами глубиной 40–60 м. Среднеднепровское плато со сравнительно плоской поверхностью (абс. выс. 200–230 м) в зоне Винницкого разлома имело крутой северный склон с перепадом высот 100–150 м на 15–20 км. Поэтому долины обладали здесь большим уклоном, а их глубина достигала 80–100 м.

Коростенская впадина (абс. выс. 160–220 м) располагалась между Овручской и Подольской возвышенностями. В центральной части южнее Коростенского разлома впадина разделялась широтным пологим выступом. Превышение ее бортов над днищем составляло 30–100 м. Впадина была полого наклонена и открыта на восток, расчленена густой сетью широких, разветвленных древних долин (в том числе Лугинской), современные глубины которых не превышают 20–30 м.

В центральной части щита выделялась Смелянская впадина, связанная с Остерско-Первомайской и Смелянской зонами активизации. Впадина разделена на две части (ширина каждой из них 25–30 км) субмеридиональным водоразделом. Относительная ее глубина около 50 м, абсолютные высоты – 120–190 м; впадина наклонена и открыта на север. К ней приурочены очень широкие и разветвленные долины.

На границе денудационной и аккумулятивной равнин существовал отчетливый перепад высот 80–100 м на расстоянии 30–40 км. Раннебайосская аккумулятивная равнина находилась в пределах нижней части северо-восточного склона щита, но на отдельных участках достигала верхней его границы. Один из таких участков трассируется на Смелянскую впадину, другой – на Коростенскую. Ширина долин на равнине составляла несколько километров, глубина 40–45 м, уменьшаясь по мере заполнения осадками до 20–25 м. Склоны долин были пологими, водоразделы плоскими и широкими, так как субстратом являлись отложения перми и триаса. Существование субмеридиональной Остерско-Переяславской возвышенности, испытавшей в байосе подъем, обусловило то, что реки северо-восточного направления севернее широты г.Канев не проходили непосредственно в Днепровско-Донецкую впадину, а огибали этот барьер у западного его подножья. В долинах накапливались осадки только терригенной субформации.



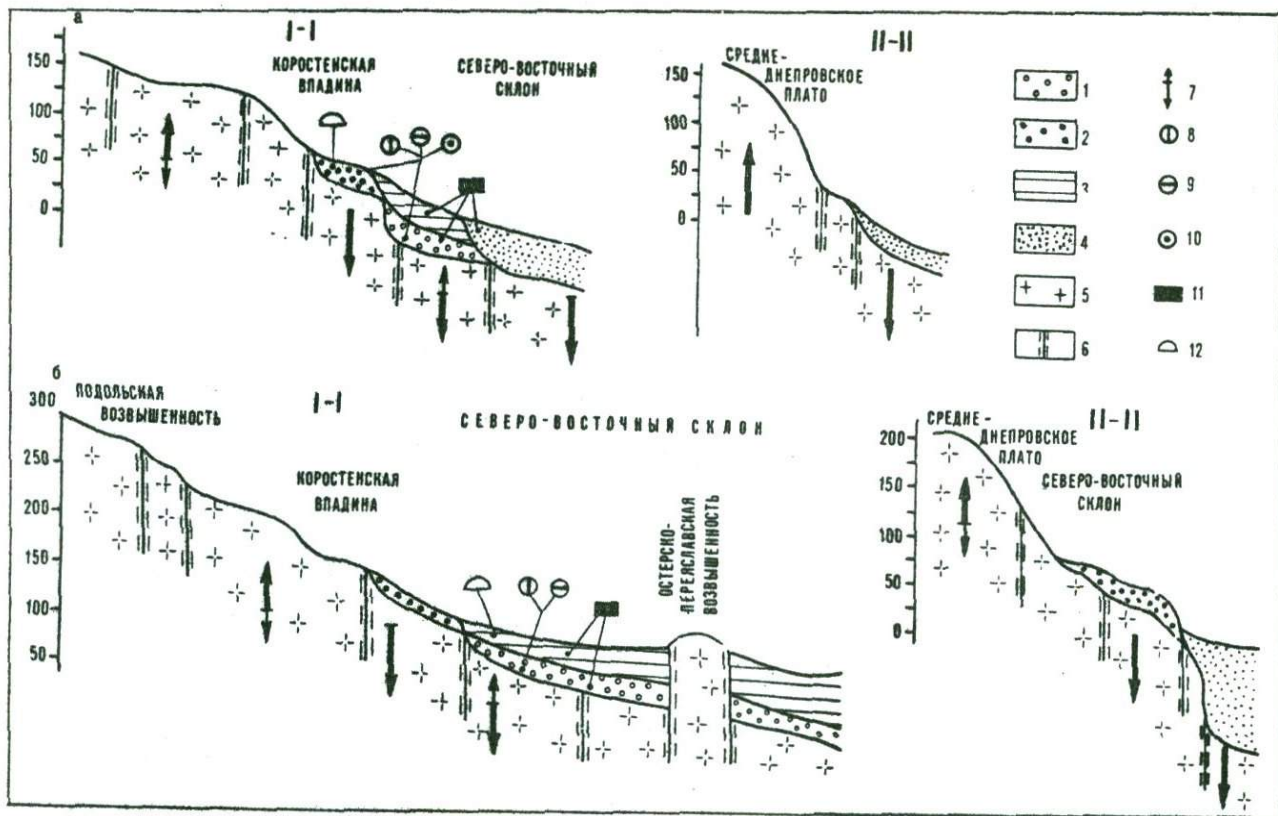
Вторая половина века характеризовалась расширением равнины к западу и юго-западу. Новая площадь представляла собой повышенную часть аккумулятивной равнины с максимальными абсолютными высотами до 120 м. Та часть равнины, на которой шло накопление флювиальных осадков в первую половину века, в связи с общим погружением территории превратилась в заболоченную прибрежную низменность, очень полого (перепад высот 20 м на расстоянии 70–80 км) наклоненную к морю; ее высоты не превышали 70–80 м. На низменности формировались торфяники; реки и озера откладывали песчано-глинистый и растительно-детритовый материал. Изменения базиса эрозии и гидродинамического режима рек фиксировались песчаным, а иногда гравийным материалом, что позволяет выделять определенное число микроритмов (сравнительно грубозернистые глинисто-песчаные осадки внизу, тонкозернистые глинисто-углистые вверху) для каждого района седиментации; например, для района г. Киев – от 3 до 5 [59]. Севернее Андрушевского разлома, в полосе Ксаверовка – Обухов – Переяслав, поперек заболоченной равнины образовалась (вероятно, синхронно) широтная невысокая, довольно узкая Обуховская возвышенность, фиксируемая по структурно-фациальным признакам. В ее пределах отсутствуют озерно-болотные фации и, вероятно, шел частичный разрыв раннебайосского аллювия. Относительная высота Остерско-Переяславской возвышенности над заболоченной низменностью во второй половине века достигала 20–30 м, а абсолютная составляла 80–90 м.

Значительно отличался от остальной территории участок аккумулятивной равнины, примыкавший к Среднеднепровскому плато, где перепад высот составлял 100–150 м на 15–20 км, а сама равнина была пониженной, с высотами водоразделов до 50–60 м; в нее глубоко вдавались два морских залива. Флювиальные же отложения здесь представлены в основном грубозернистыми русловыми фациями, что свидетельствует о больших уклонах рек со спрямленными, глубоко врезанными долинами.

Б а т с к и й в е к (рис. 13, см. рис. 12). Первая половина батского века ознаменовалась общим погружением региона и трансгрессией; море по системам долин и наиболее пониженным блокам проникло на байосскую аккумулятивную равнину. В обстановку континентальной седиментации были вовлечены новые территории, и аккумулятивная равнина, на которой накапливались флювиальные отложения, "продвинулась" к западу и юго-западу.

Рис. 11. Схема палеогеографических условий байосского века.

Аккумулятивная равнина: 1 – раннебайосская; 2–3 – позднебайосская; 2 – повышенные флювиальные участки равнины; 3 – прибрежная заболоченная низменность; 4 – море; 5 – область сноса; 6 – разломы; *границы:* 7 – области континентальной седиментации; 8 – области морской седиментации; 9 – изогипсы водораздельного пространства конца века (без учета эрозионного расчленения); 10 – тальвеги древних долин в области денудации; 11 – линия водораздела; 12 – направление трансгрессии; 13 – грабен-впадины (цифры в кружках: 1 – Коростенская, 2 – Смелянская, 3 – Словечанская); 14 – линия разреза (см. рис. 12); 15 – россыпные проявления ильменита; 16 – боксит; 17 – высокоглиноземистый каолин; 18 – свинцово-цинковая минерализация и геохимические аномалии; 19 – шлиховые аномалии касситерита



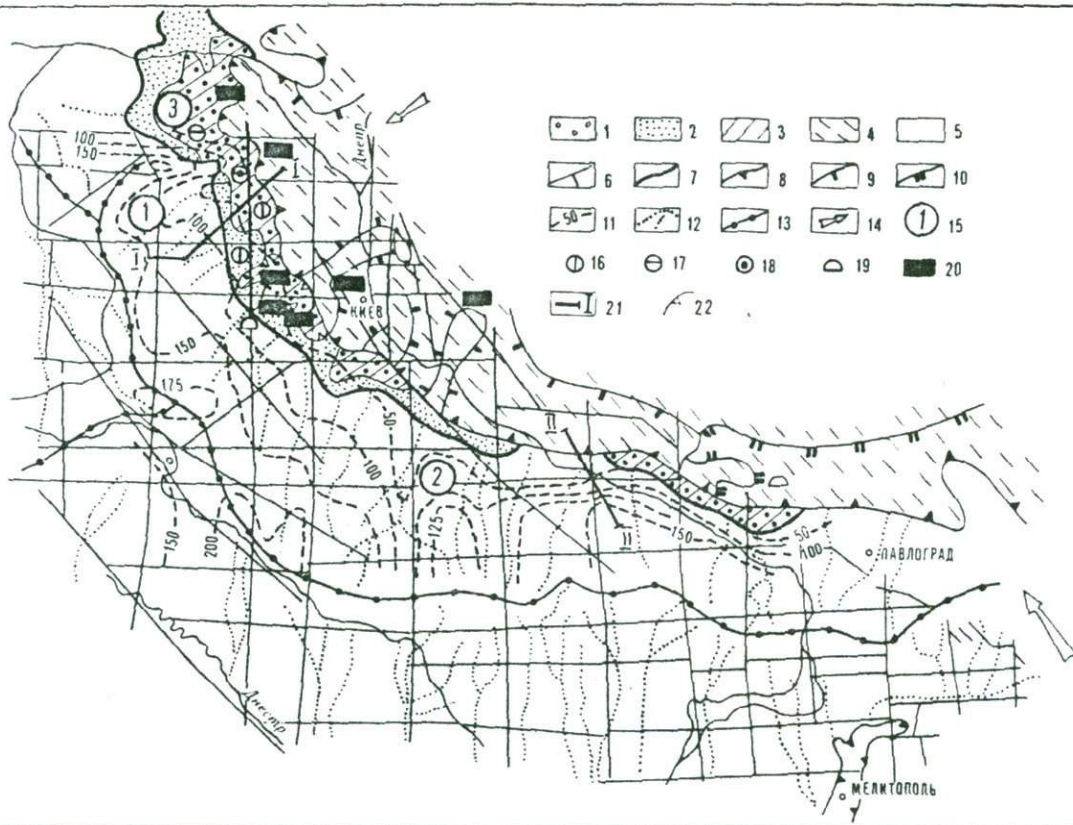
К концу века основной рисунок и взаимоотношение морфоструктурных элементов области денудации остались прежними (байосскими), однако в связи с общим, но неравномерным погружением региона его наиболее возвышенные участки опустились на 50–100 м. По-прежнему выделялись в рельефе Коростенская и Смелянская впадины (абс. выс. 50–100 м). В целом значительно уменьшилась контрастность высот: если в байосский век абсолютные высоты наиболее возвышенных участков колебались от 200 до 320 м, то в батский – от 150 до 220 м; в зоне сочленения областей денудации и седиментации (шириной 20–30 км) перепады высот в байосе достигали 80 м, а в бате – 40–50 м. Уменьшился и уклон поверхности в этой полосе, за исключением Среднеднепровского плато, северный склон которого в зоне Винницкого разлома по-прежнему оставался крутым.

Вследствие продолжавшегося погружения во второй половине батского века мелкое (глубиной в несколько десятков метров) море полностью заняло площадь байосской аккумулятивной равнины. Оно перекрыло, за исключением небольшого острова в районе г.Остер, Остерско-Переяславскую возвышенность, относительная высота которой к концу байоса составляла примерно 30 м. Берег моря был очень извилистым, с многочисленными узкими и протяженными лиманами-заливами, которые по долинам далеко проникали в глубь суши. На юге региона море трансгрессировало в пределы Молочанского грабена.

Флювиальная равнина первой половины века превратилась в заболоченную прибрежную низменность, на которой в обстановке, аналогичной байосской, накапливались осадки угленосно-терригенной субформации. Одновременно аккумулятивная равнина продвинулась в сторону щита, и на новых, незначительных по площади, более повышенных ее участках происходило образование флювиальных фаций.

Батский век в целом характеризовался сокращением площади аккумулятивной равнины: ее ширина южнее Андрушевского разлома не превышала 10 км, а севернее – 25–40 км. Равнина окаймляла берег моря прерывистой полосой; она занимала верхнюю часть северо-восточного и восточную часть северного склонов щита, юго-восточное и северное подножье Овручской возвышенности, Словечанскую и частично Коростенскую и Белоцерковскую впадины. Абсолютные высоты аккумулятивной равнины к востоку от Фастовского разлома не превышали 50 м, а к западу достигали 100 м. Существенных изменений в направлениях транспортировки ма-

Рис. 12. Разрезы к палеогеографическим схемам батского (а) и байосского (б) веков. Фации: 1 – аккумулятивной равнины первой половины века; 2–3 – аккумулятивной равнины второй половины века; 2 – повышенных флювиальных участков; 3 – прибрежной низменности с озерами и болотами; 4 – прибрежной части моря; 5 – породы области сноса; 6 – зоны разломов; 7 – направление блоковых движений (длинная стрелка – преобладающее); россыпные проявления минералов, содержащих: 8 – титан; 9 – цирконий; 10 – олово; 11 – свинцово-цинковая минерализация; 12 – проявления высокоглиноземистых каолинов



териала не произошло, но вместе с тем к концу века значительно снизилась транспортная способность водных потоков и интенсивность выноса.

На участках прибрежных зон с резкими перепадами высот суши (к востоку от Первомайского разлома) аккумулятивная равнина отсутствовала или протягивалась узкой, в несколько километров полосой.

Разнонаправленные малоамплитудные подвижки блока к востоку от Звиздаль-Залесского разлома (в бассейне рек Тетерев, Здвиг северо-восточнее г.Радомышль) вызывали неоднократные кратковременные ингрессии моря на прибрежную низменность. Позднебатские поднятия на юго-востоке Днепровско-Донецкого бассейна сопровождались локальной регрессией, что сформировало лагунную обстановку седиментации к востоку от Нововоронцовского разлома.

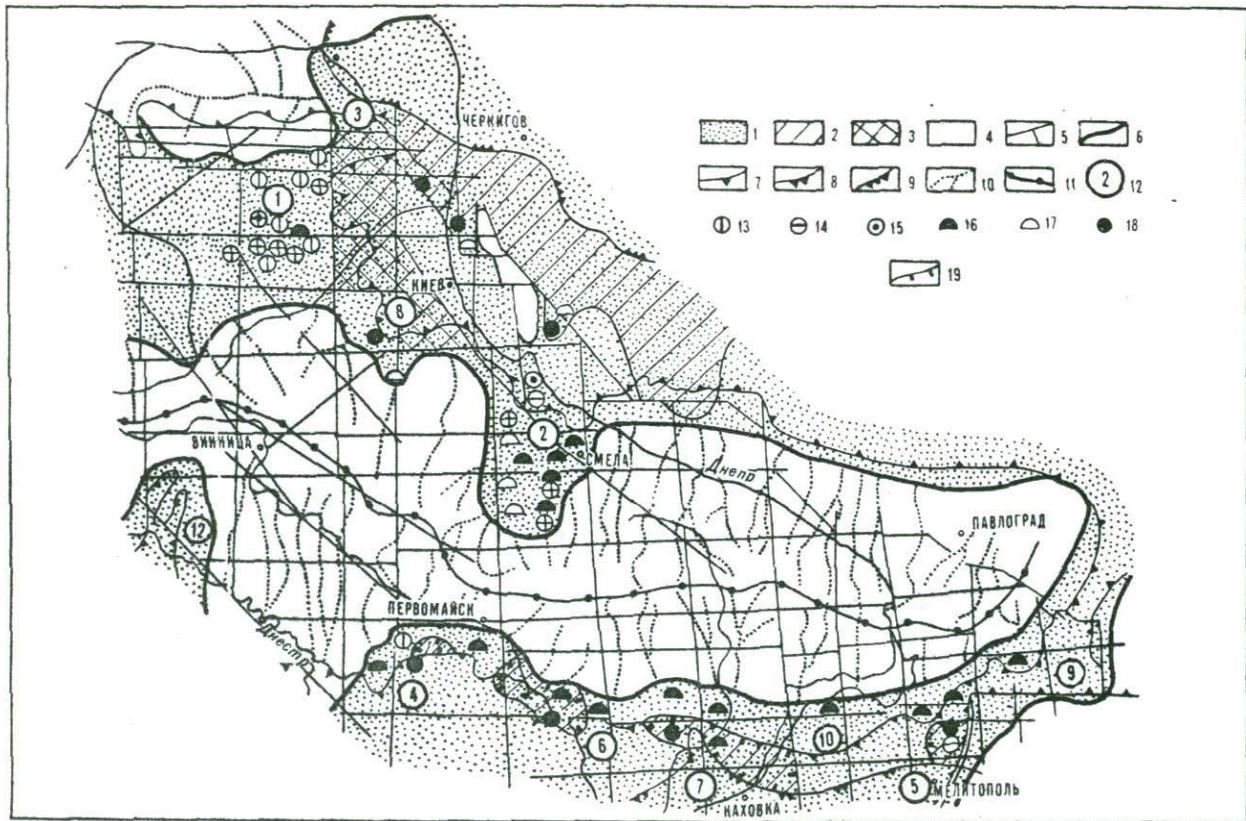
В келловейский век море покрыло батскую континентальную равнину; оксфордская регрессия завершилась тем, что в кимеридже море полностью покинуло территорию региона.

Р а н н е м е л о в а я э п о х а (рис. 14, см. рис. 10, 15). После продолжительного перерыва в готерив-барреме начался новый — меловой — цикл седиментогенеза, в течение которого аккумулятивный процесс развивался не только на северо-востоке, но и на севере, юге и юго-западе региона [114].

В начале цикла континентальные аккумулятивные ландшафты возникали на крайнем северо-востоке территории, на локальных участках в Смелянской (в том числе и в Ротмистровской) и Ингулецкой впадинах. Современные останцы барремских отложений на южном склоне могут являться террасовыми фрагментами, сохранившимися после преаптского вреза рек. Остальная территория представляла собой холмистую денудационную равнину. Берег готерив-барремского моря на северо-востоке проходил по линии Мозырь — Чернигов и далее на юго-восток, а на юге — по широте Присивашья. В первой половине и готеривского, и барремского веков существовала флювиальная обстановка, которая во второй половине сменялась озерно-болотной. Наиболее обширная прибрежная заболоченная низменность была на северо-востоке у моря. Флювиальные ландшафты второй половины века перемещались на новые участки.

Рис. 13. Схема палеогеографических условий батского века.

Аккумулятивная равнина: 1 — раннебатская; 2–3 — позднебатская; 2 — повышенные флювиальные участки равнины; 3 — прибрежная заболоченная низменность; 4 — море; 5 — область сноса; 6 — разломы; границы: 7 — области континентальной седиментации; 8 — области морской седиментации; 9 — прибрежной зоны мелкого раннебатского моря и его заливов; 10 — позднебатской лагуны (за пределами контуров 9 и 10 — обстановка открытого, относительно глубокого моря); 11 — изогипсы водораздельного пространства конца века (без учета эрозионного расчленения); 12 — тальвеги древних долин области денудации; 13 — линия водораздела; 14 — направление трансгрессии; 15 — грабен-впадины (цифры в кружках: 1 — Коростенская, 2 — Смелянская, 3 — Словечанская); россыльные проявления: 16 — ильменит; 17 — ширкон; 18 — касситерит; 19 — залежи высокоглиноземистого каолина; 20 — свинцово-цинковая минерализация и геохимические аномалии; 21 — линия разреза (см. рис. 14); 22 — участок периодических кратковременных ингрессий моря в пределах прибрежной низменности



В апте произошло погружение обширных площадей на склонах, щите и в обрамляющих структурах с расширением территории аккумулятивной равнины, которая почти полностью окаймляла область денудации. Аптское море на юге достигало широты городов Мелитополь – Каховка, проникая по долинам Ингулецкой впадины до южного склона щита. Флювиальная равнина во второй половине века на локальных участках (особенно на южном побережье в Ингулецкой, Молочанской, Ново-Одесской впадинах) превращалась в заболоченную низменность [166].

В целом аптский век и начало альбского времени характеризовались нестабильностью и неравномерностью проявлений вертикальных движений, что вызывало неоднократный врез рек и частичный или полный размыв ранее накопившихся флювиальных и озерно-болотных фаций или (и) их локальную седиментацию. Например, в Коростенской впадине нижнемеловые отложения в настоящее время фиксируются мозаикой "островков", в Смелянской – почти полностью размывы озерно-болотные углистые фации.

Наиболее неустойчивым режимом характеризовались зоны активизации, что находило отражение: в выпадении частей разрезов (например, отложений раннего апта в пределах отдельных блоков Конкской, Смелянской и Александрийской зон); неоднократных кратковременных ингрессий моря в пределы заболоченной прибрежной низменности, что фиксировалось прослоями морских осадков в толщах озерно-болотных континентальных; ингрессии аптского моря в глубь континента до широты Конкского разлома по долине Александрийской зоны; ступенчато-барьерном строении Конкской зоны, что привело к образованию узкой широтной Вознесенской возвышенности, существование которой обусловило широтное направление древних долин южнее и севернее г.Вознесенск, а в апт-альбское время она влияла на фациально-геохимическую обстановку седиментации; резком увеличении мощности отложений южнее Конкской зоны в бассейне рек Ингул, Ингулец. Долины в грабен-впадинах Первомайской, Смелянской, Александрийской, Азово-Павлоградской зон претерпевали в ходе развития несколько (до пяти – Еланецкая долина в районе пгт Новая Одесса) стадий, отражавших разнонаправленные блоковые движения [162, 167].

В альбе аккумулятивная равнина предшествующего времени была почти полностью перекрыта морем и только в пределах узкой прибрежной

Рис. 14. Схема палеогеографических условий раннемеловой эпохи:

1 – аккумулятивная равнина; 2 – прибрежная заболоченная низменность; 3 – участки нулевой седиментации; 4 – область сноса; 5 – разломы; границы: 6 – области континентальной седиментации; морей: 7 – альбского; 8 – аптского; 9 – готеривбарремского; 10 – тальвеги речных долин области денудации; 11 – линия водораздела; 12 – основные грабен-впадины (цифры в кружках: 1 – Коростенская; 2 – Смелянская; 3 – Словечанская; 4 – Владивская; 5 – Молочанская; 6 – Ново-Одесская; 7 – Ингулецкая; 8 – Белоцерковская; 9 – Конкско-Яльнская); россыпные проявления: 13 – ильменит; 14 – циркон; 15 – касситерит; залежи: 16 – бокситы; 17 – высокоглиноземистые каолины; 18 – площадные геохимические аномалии цинка и свинца; 19 – участки периодических кратковременных ингрессий моря

полосы продолжали накапливаться континентальные осадки – вначале флювиальные, а во второй половине века и озерно-болотные. По Лугинской долине море проникло до 100 км в пределы Волынской глыбы. Берег альбского моря был очень изрезан, с большим количеством заливов различной ширины и длины.

Основные черты рельефа региона, унаследованные со среднеюрской эпохи, сохранились и в период альбской трансгрессии, для времени которой сделаны реконструкции (рис. 15). Выделяются: денудационная равнина (абс. выс. 20–125 м); Подольская, Овручская и Волчанская возвышенности, Среднеднепровское плато, Приазовский массив (абс. выс. до 175 м); Коростенская, Смелянская, Белоцерковская, Врадиевская, Ингулецкая, Ново-Одесская, Молочанская, Конкско-Ялынская и другие впадины (абс. выс. 50–125 м). Абсолютная высота аккумулятивной равнины изменялась от 0 до 100 м.

Для альбского века характерны многочисленные прибрежные острова, образовавшиеся после затопления морем холмистой аккумулятивной аптской равнины. Наиболее крупный из них – Остерско-Переяславский длиной более 100 км, шириной 20–30 км и высотой до 30 м; на юго-западе существовала параллельная ему цепь низких плоских островов. Широкая цепочка островков протягивалась от г. Вознесенск на запад, после затопления Вознесенской возвышенности. Начавшаяся в альбе обширная трансгрессия продолжала развиваться в сеноманский век.

Анализ физико-географических условий в течение юрского и мелового циклов показывает закономерную последовательно-циклическую смену ландшафтных обстановок. Например, фации участка "Южный" в бассейне рек Висунь, Ингулец (в разрезе снизу вверх) фиксируют эволюцию локального ландшафта как функцию тектонического режима в диапазоне века. Первая половина аптского века: а) молодая река – аккумуляция флювиальных песчаных, часто гравийных фаций без существенной примеси растительного детрита; б) постепенное изменение базиса эрозии, подтапливание отрезка долины и прилегающих участков пониженных водоразделов – появление в песчаном разрезе глин, увеличение частоты и мощности их прослоев, а также углистости вверх по разрезу. Вторая половина аптского века: в) образование и развитие озера – переслаивание маломощных прослоев углистых глин, песков, песчаников, часто тонкослоистых, увеличение количества тонкораспыленного растительного детрита; г) заболачивание озера и превращение его в болото – появление в разрезе прослоев бурого угля, лигнита, погребенных почв со значительным количеством корневищ и остатков стеблей болотной травяной растительности. Альбский век: д) ингрессия моря – морские песчаные, песчано-глинистые, глинистые отложения.

Данная временная последовательность смены ландшафтных условий иллюстрирует трансгрессивную стадию цикла, которая в региональном плане характеризовалась центробежной миграцией ландшафтов и связанных с ними рудоконтролирующих факторов. Стадия регрессии сопровождалась

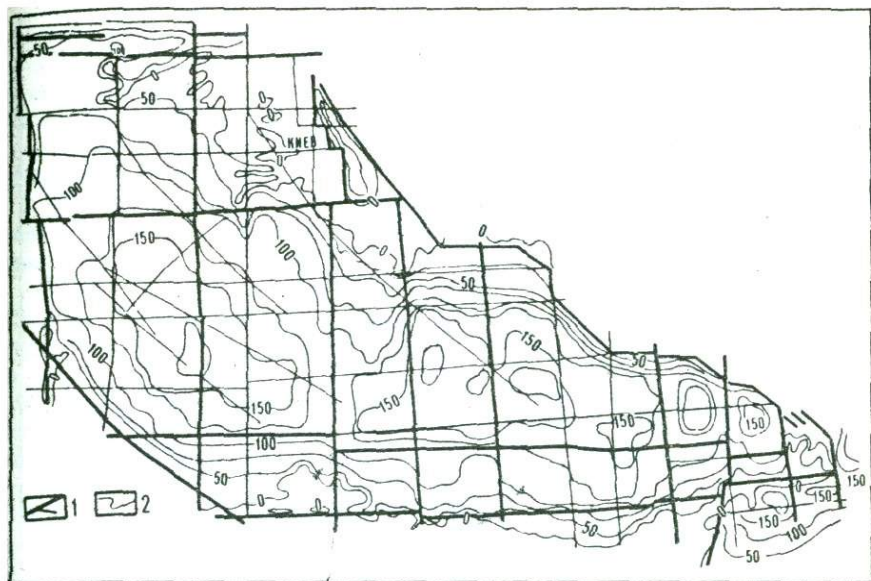


Рис. 15. Рельеф дневной поверхности альбского века:

1 – разломы; 2 – изолинии водораздельного пространства (без учета эрозионного расчленения; сечение через 50 м)

центростремительной миграцией фаций и их размывом вслед за отступающей береговой линией при подъеме территории и изменении базиса эрозии.

Очевидно, что наиболее благоприятным временем для образования аккумулятивных равнин и формирования на них континентальных угленосных формаций и сингенетичного рудообразования являлось время, предшествовавшее максимальной трансгрессии. К тому же при смене континентальных условий морскими происходила консервация рудных образований под морскими отложениями. В период же максимальной трансгрессии море полностью покрывало равнину предшествующего времени, а суша имела такое высотное положение и уклоны поверхности, которые не способствовали образованию обширной аккумулятивной равнины. Если на локальных блоках и накапливались континентальные отложения, то во время последующей регрессии они размывались в первую очередь.

Основными рудовмещающими морфоструктурными элементами являлись наложенные впадины на щите, его склонах и на сопредельных площадях обрамляющих структур, а также участки склонов, особенно там, где создавались специфические условия, связанные с существованием возвышенностей – барьеров (рис. 16, см. рис. 11, 13, 14).

На обширных участках байосской и раннемеловой низменностей северо-восточного склона, отчлененных от основного бассейна седиментации Обу-

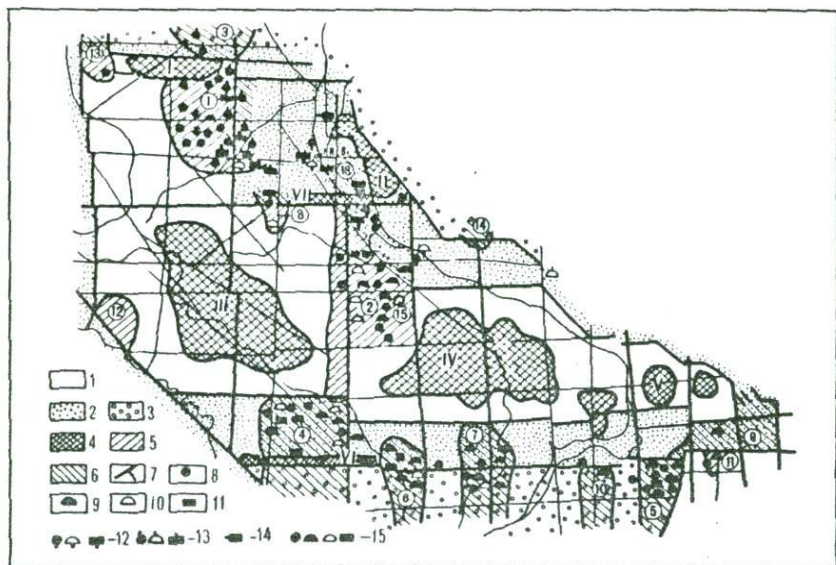


Рис. 16. Рудоносность морфоструктурных элементов среднеюрской и раннемеловой эпох:

I – Украинский щит и Приазовский массив; 2 – склоны щита; 3 – сопредельные со щитом структуры; 4 – возвышенности и плато (римские цифры: I – Овручская; II – Остерско-Переяславская; III – Подольская; IV – Среднеднепровская; V – Волчанская; VI – Вознесенская; VI – Обуховская); впадины: 5 – на щите; 6 – на склонах щита и в сопредельных структурах (цифры в кружках: 1 – Коростенская; 2 – Смелянская; 3 – Словечанская; 4 – Врадиевская; 5 – Молочанская; 6 – Ново-Одесская; 7 – Ингулецкая; 8 – Белоцерковская; 9 – Конкско-Яльнская; 10 – Белозерская; 11 – Черниговская; 12 – Барская; 13 – Клесовская; 14 – Оболонская; 15 – Ротмистровская; 16 – Бориспольская); 7 – разломы; 8 – россыпные проявления титана, циркония, олова; 9 – залежи бокситов; 10 – залежи высокоглиноземистых каолинов; 11 – минерализация и площадные геохимические аномалии свинца и цинка; *возраст формации*, вмещающей рудные концентрации: 12 – байосский; 13 – батский; 14 – келловейский; 15 – раннемеловой

ховской и Остерско-Переяславской возвышенностями, в ряде мест с флювиальными и озерно-болотными фациями связано повышенное содержание свинца, цинка и высокоглиноземистые каолины. В долинах Смелянской и Коростенской впадин с флювиальными фациями раннего мела (а в последней – и бата) связаны повышенные концентрации титана, циркония, олова, раннемеловые бокситы и бокситовидные породы, а также гиббситсодержащие каолины батского возраста. В юго-восточной части Коростенской впадины, восточнее Звиздаль-Залесского разлома, во флювиальных и озерно-болотных фациях бата известна минерализация свинца и цинка, проявления которой фиксируются и к востоку от этого района в морских карбонатных породах. Повышенные концентрации циркона батского возраста встречаются

в Словечанской впадине. Раннемеловые бокситы, бокситовидные породы, высокоглиноземистые каолины, площадные геохимические аномалии цинка и свинца встречаются в Белоцерковской, Врэдиевской, Ингулецкой, Ново-Одесской, Молочанской, Конкско-Ялынской впадинах; кроме того, во Врэдиевской известны повышенные концентрации титана и циркония, а в Молочанской – циркония.

Климат. В соответствии с циклическим развитием региона периодически менялся и его климат, гумидизация которого была связана с началом трансгрессий.

Тоар-ааленское похолодание сменилось тропическим климатом [173], который господствовал до поздней юры. Общая и продолжительная регрессия, начавшаяся в позднеюрскую эпоху, вызвала аридизацию. В поздней юре в изобилии появилась ксерофитная флора [97], остатки которой произрастали в Причерноморской впадине и на южном склоне цита еще и в раннем барреме, полностью исчезнув только к концу века [32]. Об аридном климате свидетельствуют и красноцветы, залегающие довольно часто в основании континентальной раннемеловой формации. В барреме, апте и альбе климат был жарким, перемененно влажным [32 и др.]. В позднем барреме и позднем апте по сравнению с первой половиной обоих веков увеличивалась влажность, а следовательно, расширялись площади заболоченных низменностей, что подтверждается флористическими данными.

Раннемеловая флора, так же как и байос-батская [97], фиксировала различные гипсометрические уровни суши – водоразделы, повышенные участки равнины, заболоченную низменность [32, 33].

На наиболее повышенных участках водоразделов древесная растительность состояла из представителей голосеменных – семейств гинкго, шикадовых, беннеттитовых, а также хвойных, главным образом кедровых, сосновых, подокарповых. На самом низком уровне, в долинах, обширные территории были покрыты травянистым покровом – папоротниками глейхениевых, осмундовых и др. Некоторые папоротники семейства глейхениевых были широко распространены на болотах и заболоченных участках долин вместе с некоторыми плауновыми, селягинеллиевыми, осмундовыми и сфагновыми мхами. На среднем уровне, на повышенных участках низменных равнин (в том числе на бортах долин и террасах), растительность, представленная древесными и травянистыми папоротниками семейств схизейных, диксониевых, матониевых, циатейных, была наиболее богатой и разнообразной. На каолиновых субстратах произрастали матониевые, на бокситах и продуктах латеритной коры выветривания – папоротники, продуцировавшие споры *Ornamentifera punctata* M.Voronova, которые являются фаціальным индикатором и распространены в барремских, аптских и альбских формациях.

В связи с позднемеловой регрессией климат снова изменился и стал жарким и засушливым.

ГЛАВА 3. ГУМИДНОЕ ЭКЗОГЕННОЕ ОСАДОЧНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

В сходных геологических условиях образуются близкие по качественно-количественным и экономическим параметрам рудные концентрации, представляющие рудные формации (Я.Н.Белевцев, В.А.Кузнецов, В.Т.Матвеев, Е.Т.Шаталов и др.). В качестве определяющих критериев, положенных в основу выделения рудных формаций и анализа металлоносности континентальных гумидных отложений, рассматривались: концентрации главных и сопутствующих полезных компонентов, минеральные парагенезы руд; источник рудного вещества, поступление последнего на пути миграции, дифференциации и седиментогенной фиксации; рудовмещающие геологические формации, субформации и генетические типы пород; стадии, время и фазы рудообразования, палеогеографические условия и тектонический режим; структурно-тектоническая и морфологическая позиции рудных ассоциаций; морфология и размеры рудных тел, формы выделения рудных компонентов; фациально-геохимическая, структурная и формационная зональности оруденения. К основным критериям, которые при исследованиях не вызывают разночтения и неопределенности, были отнесены: минеральный состав, парагенетические и рудовмещающие комплексы, морфогенетические признаки.

3.1. ТИПЫ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ И ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРОВАВШИЕ ИХ ОБРАЗОВАНИЕ И ЛОКАЛИЗАЦИЮ

3.1.1. Россыпные формации

Разнообразные в вещественном и генетическом отношении россыпи входят в состав мезозойских и кайнозойских континентальных платформенных формаций различных регионов СССР, образовавшихся в условиях гумидного тропического и субтропического климата за счет размыва преимущественно каолинитовых кор выветривания. К ним относится ряд титан-, цирконий-, оловоносных и других редкометалльных и редкоземельных россыпей Украины, Тургайского прогиба, Западной Сибири, золоторудных и платиновых россыпей Урала, алмазных россыпей Якутии и других регионов.

В мезозой-антропогенных осадочных формациях Украины М.Ф.Веклич, М.Г.Дядченко, С.Н.Цымбал и другие [28] по вещественному составу выделяют пять типов россыпей различных генотипов (табл. 3.1).

В пределах рудных районов, полей и даже отдельных россыпей, как правило, локализуются различные по возрасту и генотипу залежи, что обычно обуславливает неопределенность их формационной принадлежности. Страти-

Таблица 3.1. Классификация россыпей Украинской ССР по вещественному составу (по Векличу и др. [28])

Тип россыпей	Главные минералы	Попутные полезные минералы	Минералы, находящиеся в россыпях в малых количествах	Генотип	Возраст
Титановый	Ильменит, гидратированный ильменит	Апатит, титаномагнетит, аризонит	Лейкоксен, циркон, рутил	Элювиальный, элювиально-делювиальный, делювиальный, аллювиально-делювиальный, аллювиальный	Антропоген, средний эоцен, поздний олигоцен, ранний мел, средняя юра
Титан-циркониевый	Аризонит, рутил, циркон	Дистен, силлиманит, лейкоксен	Хромит, турмалин, ставролит	Прибрежно-морской, дельтовый, озерный, аллювиальный	Миоцен
Редкоземельный	Ксенотим (редко)	Циркон, ильменит, гранат	Рутил, лейкоксен	Аллювиальный	Антропоген
Титан-редкометалльный	Ильменит, аризонит, циркон, касситерит	Лейкоксен, рутил, иногда – колумбит, пирохлор, дистен, силлиманит, ксенотим	Ставролит, циртолит, редко – шеелит, вольфрамит, паризит, бастнезит и др.	Делювиальный, делювиально-аллювиальный, аллювиальный, прибрежно-морской	Антропоген, миоцен, ранний мел
Редкометалльный	Касситерит, колумбит	Циркон, циртолит	Анализ, молибденит, дистен, андалузит	Делювиальный, делювиально-аллювиальный, аллювиальный	Антропоген, палеоген, ранний мел

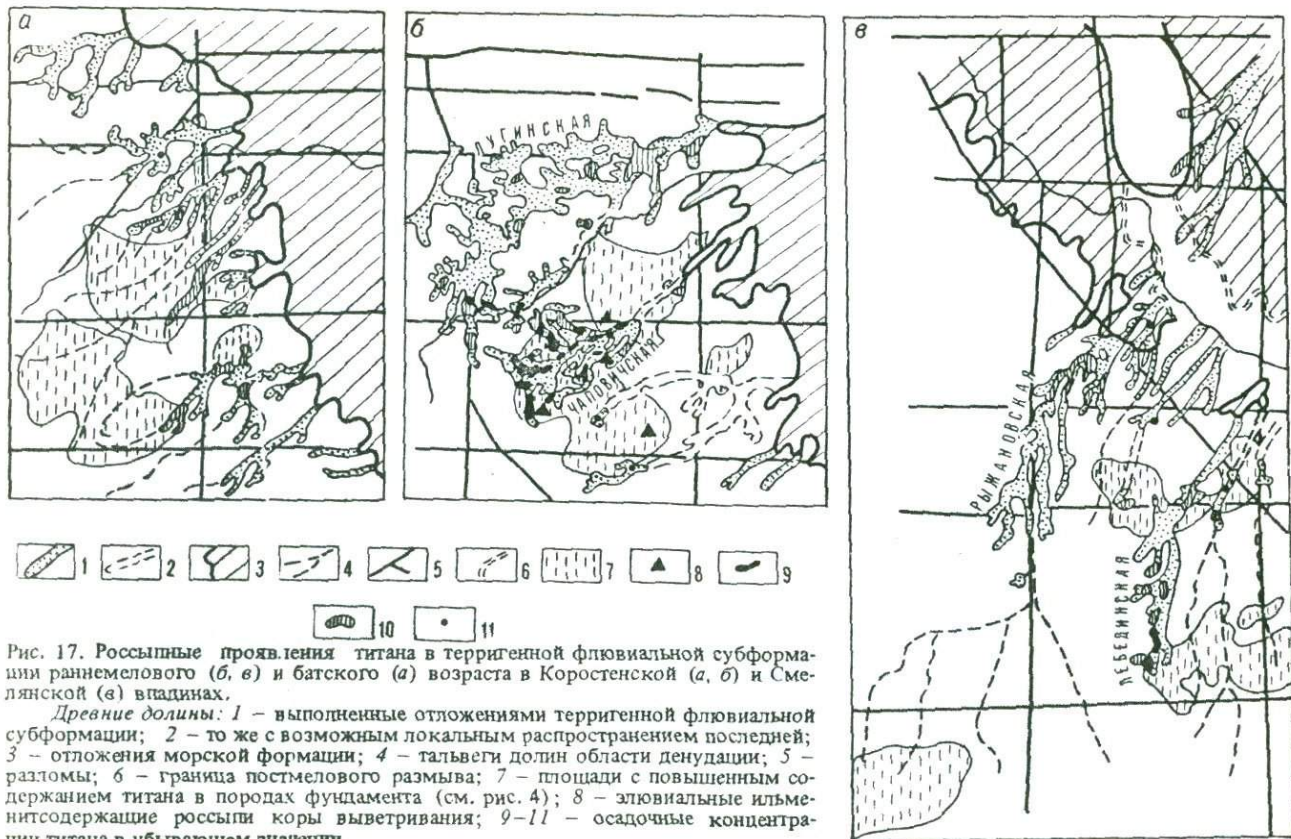


Рис. 17. Россыпные проявления титана в терригенной флювиальной субформации раннемелового (б, в) и батского (а) возраста в Коростенской (а, б) и Смельянской (в) впадинах.

Древние долины: 1 – выполненные отложениями терригенной флювиальной субформации; 2 – то же с возможным локальным распространением последней; 3 – отложения морской формации; 4 – тальвеги долин области денудации; 5 – разломы; 6 – граница постмелового размыва; 7 – площади с повышенным содержанием титана в породах фундамента (см. рис. 4); 8 – элювиальные ильменитсодержащие россыпи коры выветривания; 9–11 – осадочные концентрации титана в убывающем значении

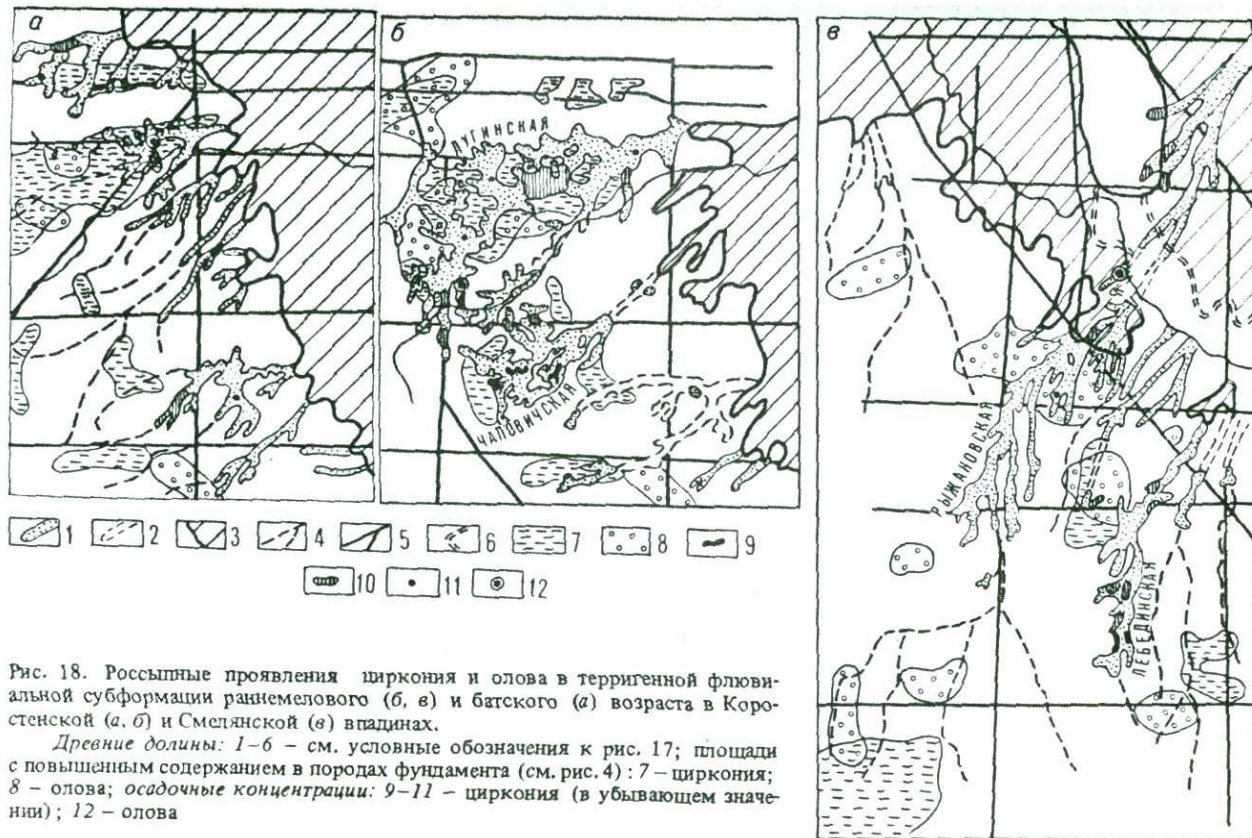


Рис. 18. Россыпные проявления циркония и олова в терригенной флювиальной субформации раннемелового (б, в) и батского (а) возраста в Коростенской (а, б) и Смелянской (в) впадинах.

Древние долины: 1-6 - см. условные обозначения к рис. 17; площади с повышенным содержанием в породах фундамента (см. рис. 4): 7 - циркония; 8 - олова; осадочные концентрации: 9-11 - циркония (в убывающем значении); 12 - олова

графические, формационные, генетические признаки, по которым можно расчленить такие сложные россыпи, диагностируются с различной степенью достоверности, что является следствием суммарного воздействия тектонических, седиментогенных, эпигенетических и эрозионных процессов, как синхронных россыпеобразованию, так и пострудных.

Рассмотрим некоторые факторы, определившие закономерности локализации мезозойских континентальных титан-, цирконий- и оловянных россыпей Украины, которые отражают условия образования вмещающих угленосно-терригенных формаций в целом и "типоморфные" особенности процессов россыпенакопления. Собственно механизм формирования россыпей различных генотипов общеизвестен, достаточно глубоко исследован и освещен в обширной литературе о россыпях, в том числе украинских.

Титаноносные россыпи (рис. 17, см. рис. 19) развиты в Коростенской и Смелянской впадинах на Волынской и Кировоградской глыбах щита и прилегающих к ним частях северо-восточного склона; рудопроявления и повышенное содержание минералов титана встречаются во Врэдиевской и Ново-Одесской впадинах на южном склоне щита, в Ингулецком и Молочанском грабенах Причерноморской впадины, на Каневском участке северо-восточного склона и в Белоцерковской впадине. Рудопроявления и повышенная минерализация циркония встречаются совместно с титаном на всех перечисленных участках, а также в Словечанской впадине (рис. 18, см. рис. 19). Севернее Словечанской впадины и на территории Белоруссии выделяются аномалии циркония в среднеюрских отложениях [19]. Концентрации касситерита известны на севере Украины в бассейне рек Уборть, Перга, в Лугинской долине Коростенской впадины и на Каневском участке северо-восточного склона (повышенная минерализация и шлиховые аномалии), в Ингулецком и Молочанском грабенах (площадные шлиховые аномалии).

Как сказано выше, источником питания титановых россыпей являлись породы основного ряда коростенского, подольского чарнокитового, пержанского, оснищкого и восточноприазовского комплексов. Основное значение для континентального россыпеобразования имела титановая формация в габбро-анортозитах коростенского комплекса. Ильменит в коренном залегании образует рассеянную вкрапленность, мелкие прожилки, шлировые выделения, гнезда. Кроме ильменита коренное титановое оруденение представлено титаномagnetитом, в меньших количествах встречаются рутил, сфен, анатаз [27, 63 и др.].

Коренная циркониевая и оловянная минерализация развита на щите довольно широко и связана со следующими формациями: редкометальными альбититовой, в скарнах, грейзенах, гранитах, сиенитах, апогранитовой, пегматитовой, цирконовой щелочно-метасоматической, циркон-редкоземельной метасоматической, циркон-монацитовой в гранитах, цирконовой в песчаниках. Циркониевая минерализация представлена цирконом, в том числе циртолитом, малаконом, иногда с пироксеном, а оловянная — касситеритом в ассоциации с колумбитом, цирконом, шеелитом, вольфрамитом [36,

101, 149 и др.]. Обычно перечисленные рудные минералы в коренных породах образуют вкрапленность, реже — линзовидные и прожилковидные выделения. Для реализации рудогенных возможностей в осадочном россыпеобразовании имела значение циркониевая и оловянная коренная минерализация Северо-Украинского, Волынского, Корсунь-Новомиргородского, Приазовского и Побужского районов [36, 101, 149].

Источником россыпеобразования могло быть коренное оруденение любой концентрации, в том числе слабо минерализованные зоны с рассеянной вкрапленностью [41, 124 и др.]; прямой зависимости между запасами источника и богатством и величиной россыпи нет. Вовлечение рудного материала в осадочный процесс происходило после его высвобождения при образовании каолинитовых рудоносных кор, чему способствовало малоамплитудное преимущественное воздымание области денудации, которое обуславливало постепенное обновление экспозиции коренных источников. Хотелось бы еще раз обратить внимание на то, что только химическое выветривание определило возможность реализации коренного оруденения в экзогенном процессе россыпеобразования. Так, при выветривании зльменитсодержащих габброндных пород происходило относительное обогащение каолинитовой коры выветривания, в которой содержание рудных титансодержащих минералов увеличивалось вдвое по сравнению с коренными породами [28, 106].

Континентальное россыпеобразование в среднеюрскую и раннемеловую эпохи происходило в байосский, батский, готерив-барремский, аптский и альбский века. Основной россыпесодержащей толщей является осадочная формация нижнего мела (апт-альбская); в батской, байосской и готерив-барремской формациях известны рудопроявления и повышенная минерализация титана, циркония и олова. Рудоносные фации бата развиты только в Коростенской впадине в зоне сочленения щита и склона. Байосские и готерив-барремские проявления известны на Киевском участке северо-восточного склона: первые — на правобережье Днепра, вторые — в междуречье Сула — Трубеж (рис. 19).

Россыпи формировались в долинах фронтальной части аккумулятивных флювиальных равнин в первую и вторую половину века при суммарном эффекте эрозионных, денудационных и аккумулятивных процессов, обусловленных дифференцированными (по амплитуде и направлению) движениями блоков различного порядка. Оптимальными для россыпеобразования являлись поверхности высотой 30–100 м, что соответствовало уровню зоны сочленения аккумулятивной и денудационной равнин с пологим характером склона между ними, с малыми уклонами долин. В байосский и батский века такие высоты существовали на северо-восточном склоне западнее Смелянской зоны активизации, в аптский и альбский — почти повсеместно вдоль границы области седиментации.

Россыпеаккумулятивными морфоструктурами являлись Коростенская, Смелянская, Словечанская, Врадиевская, Молочанская, Конкско-Яльинская, Ингулецкая, Белоцерковская впадины (см. рис. 16). Более благоприятными

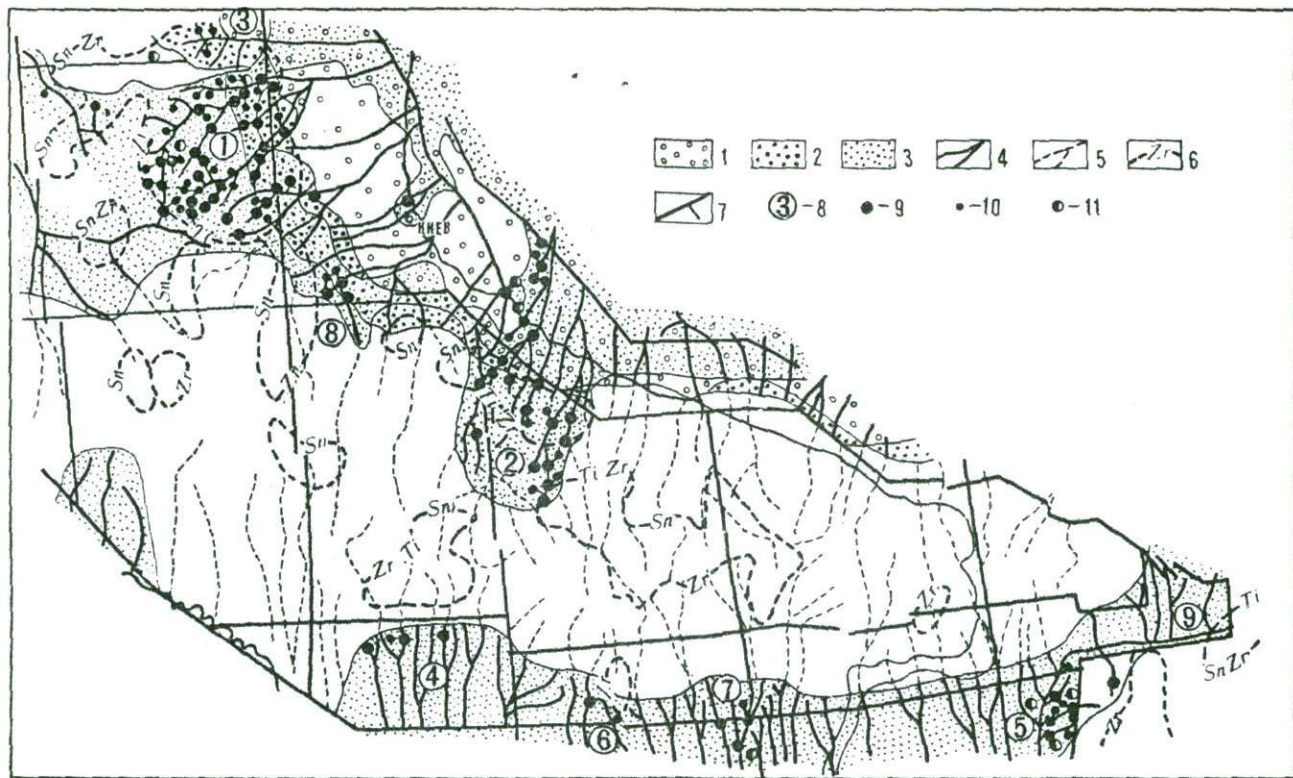


Рис. 19. Рассыпные проявления титана, циркония и олова в мезозойских формациях региона.

Континентальные формации: 1 - байоская; 2 - батская; 3 - нижнемеловые; тальвеги древних долин областей: 4 - седиментации; 5 - денудации; 6 - площади с повышенным содержанием титана, циркония, олова в области питания (см. рис. 4); 7 - разломы - границы основных структур; 8 - впадины (см. рис. 16) *рассыпные проявления*: 9 - титан; 10 - цирконий; 11 - олово

были те их части, которые располагались на щите либо примыкали к нему или к Приазовскому массиву, что объясняется близостью коренного источника. Впадины характеризовались наличием густой, сильно разветвленной гидросети со множеством мелких притоков, ложков и промоин, прорезающих склоны долины. Уклоны рек здесь были незначительны. Россыпи формировались в долинах с глубинами от первых десятков до 100 м и более, но основная их масса встречается на участках с глубиной эрозионного вреза от 30 до 80 м (см. рис. 10). Первые значения характерны для блоков, которые испытали постмеловой подъем и размывы; в Коростенской и Смелянской впадинах фиксируются глубины менее 30 м. На части южного склона и севере Причерноморской впадины рудопроявления встречаются на блоках с глубиной расчленения 80–100 м и более.

Россыпные проявления титана, циркония и олова приурочены к флювиальной терригенной субформации. Россыпи сложены разнозернистыми песками (в том числе с гравием и галькой), обычно каолинистыми, слабо сортированными, и (или) вторичными каолинами, в различной степени песчанистыми, несортированными, часто с гравием, галькой и неокатанными обломками пород.

В соответствии с общепринятыми классификациями [136, 146, 157] выделяются аллювиальный, аллювиально-делювиальный, пролювиально-делювиальный, делювиальный и элювиально-делювиальный генетические типы россыпей. Последние три типа образуют сложный склоновый комплекс. Формирование того или иного генетического типа являлось функцией морфолитогенетических условий, которые определялись климатическими, геоморфологическими, тектоно-седиментационными, гидродинамическими особенностями времени россыпеобразования. Как россыпеносные площади в целом, так и отдельные россыпи характеризуются наличием рудных тел разнообразных генетических типов со сложными фашиальными переходами как по латерали, так и по разрезу. Флювиальные рудоносные фации иногда перекрыты озерно-болотными угленосно-терригенными с бедной минерализацией. Следует подчеркнуть, что генетическая классификация россыпей (какой бы детальной она ни была) носит достаточно условный, или точнее — обобщенный, характер, так как в природе существует многообразный комплекс со сложными многоплановыми вариациями динамических особенностей (в понимании Е.В.Шанцера [158]) и механизмов дифференциации и концентрации россыпеобразующих минералов и вмещающих их осадков в пределах такой сложнейшей системы как область питания — бассейн седиментации, даже если таким "бассейном" будет небольшой участок реки или ее склона. Тем более сложными становятся задачи металлогенического анализа древних россыпеносных осадочных формаций с погребенными россыпями.

Вероятно, в таких случаях имеет смысл выделять, как предлагают Н.П.Херасков и другие [67], на формационной основе (в составе россыпеносных геологических формаций) типы россыпей в зависимости от дальности переноса рудного материала: россыпи ближнего сноса, россыпи круп-

ных речных потоков (в частности, на аллювиальных равнинах), россыпи конечных водоемов стока — морей, крупных озер и др. (преимущественно прибрежно-морские, пляжевые). Тем более, что и в такую классификацию вкладывается генетический смысл.

Особый интерес представляют россыпи ближнего сноса, которые объединяют элювиально-делювиальные, делювиальные, делювиально-аллювиальные и ту часть аллювиальных концентраций тяжелых минералов, которые формируются в верховьях долин мелких речек, промоинах, оврагах, непосредственно дренирующих коренные источники или примыкающих к ним. Россыпи такого типа характеризуются сложнейшим и разнообразнейшим минеральным составом. В таких россыпях практически отсутствует дифференциация россыпеобразующих полезных минералов по их физическим свойствам — плотности, устойчивости к истиранию, твердости, что характерно для большинства континентальных разновозрастных россыпей Украины. И именно это обстоятельство делает их особенно ценными, так как обуславливает их комплексность.

Россыпи представлены линзообразными и ленточными залежами сложной конфигурации, часто прерывистыми, с увеличением мощности в направлении тальвега; залегают они в тальвеговой части долин, на террасовидных уступах, на склонах, в промоинах, в ложках и балках. Параметры россыпных концентраций — размеры рудных тел и содержание полезного компонента — весьма непостоянны.

Глубина залегания рудоносных нижнемеловых отложений в Коростенской впадине от нескольких до 60 м, в Смелянской — от 25 до 100 м, на южном склоне и северном борту Причерноморской впадины — от 50–60 до 180–190 м; байосские рудопроявления залегают на глубине 210–340 м, батские — на глубине 30–130 м.

Продуктивный пласт раннемелового возраста имеет очень неровные подошву и кровлю, что объясняется, с одной стороны, его залеганием в долинах, а с другой — пострудными внутриформационными и постмеловыми размывами, что весьма характерно для Коростенской и Смелянской впадин. Молодые отложения, перекрывающие нижнемеловый пласт, несут обычно более бедную минерализацию титана, циркония или олова.

Особенностью украинских россыпей является их комплексный характер. Минеральный состав россыпей сложный: как правило, присутствуют свыше пятидесяти минералов, в том числе ильменит, арizonит, лейкоксен, рутил, циркон, апатит, касситерит, колумбит, ксенотим, циртолит, баистнезит, паризит, самородная медь, галенит, сфалерит, киноварь, халькопирит, молибденит, арсенопирит, пирит, флюорит, дистен, корунд, андалузит, шпинель, хромит, анатаз, брукит, барит, шеелит, вольфрамит, турмалин, малакон, топаз и другие [56, 28, 63, 149]. Однако главными являются обычно один или два-три, по которым определяется тип формаций — ильменитовый, лейкоксен-ильменитовый, циркон-ильменитовый, циркон-рутил-ильменитовый, цирконовый, касситеритовый, колумбит-касситеритовый и др. Основ-

ными минералами в мезозойских толщах в Коростенской впадине являются ильменит, лейкоксен, рутил, апатит, циркон, реже касситерит; в Смелянской — ильменит, циркон, иногда касситерит; в Приазовье — циркон, широкло, ильменит, циртолит, колумбит, касситерит; в Северо-Украинском районе — касситерит, колумбит, циркон, циртолит, ильменит. Химические и физические свойства основных россыпейобразующих минералов детально изучены М.Г. Дядченко, А.Я. Хатунцевой и др. [28, 63, 64].

Комплексность россыпей зависела также и от сложности строения субстрата и районов питания. Если долиной пересекались различные коренные рудоносные формации, то рудный материал при перераспределении смешивался и формировались поликомпонентные россыпи; там же, где размывались породы какой-либо одной формации, накапливались мономинеральные концентрации. Те и другие встречаются, например, в Лугинской, Чаповичской и Ушомирской долинах в Коростенской впадине.

Особый интерес с точки зрения реконструкций фациальных условий формирования и существования россыпи вызывает лейкоксен — “твердый гидроксид двуокиси титана с переменным, обычно небольшим количеством воды” [63, с. 438]. Гипергенное химическое преобразование ильменита в коре выветривания, особенно при ее латеритизации, приводившее к образованию лейкоксена и других промежуточных продуктов (гидратированный ильменит, аризонит), обуславливало естественное обогащение минералов титаном. М.Г. Дядченко и А.Я. Хатунцева [63] доказали, что окисление, гидратация и вынос катионов Fe^{3+} из ильменита, что приводило к лейкоксенизации, происходили в условиях влажного гумидного климата.

Наиболее благоприятные условия для лейкоксенизации ильменита создавались при полифазных изменениях — сначала при выветривании, а затем и в осадочном син- и эпигенетическом процессе. Л.С. Галецкий и М.М. Кальная [37] раскрыли механизм преобразования ильменита, обусловленный геохимической зональностью гипергенных вод, определяющих смену окислительных и восстановительных син- и эпигенетических обстановок. При этом выявилось, что преобразование ильменита не носит односторонний характер. Изменение окислительно-восстановительного потенциала среды обуславливает не только окисление ильменита и его лейкоксенизацию, но и восстановление в различной степени лейкоксенизированного ильменита, что фиксируется концентрическими структурами прямой (ильменит — в центре зерна, лейкоксен — по периферии), обратной (лейкоксен — в центре, ильменит — по периферии) и циклической (чередование окисленного и восстановленного ильменита) зональности. Исследования Л.С. Галецкого и М.М. Кальной показали, что в различной степени лейкоксенизированный ильменит распределен в россыпях крайне неравномерно. Во всех разновозрастных генетических типах руд они выделили зоны эпигенетического глеевого и сероводородного восстановления, в которых развивались и развиваются процессы регенерации ильменита, что обуславливает повышение качества титановой руды, используемой для получения белого пигмента.

Вероятно, в свете данных, полученных Л.С.Галецким и М.М.Кальной, следовало бы в дальнейшем детальнее рассмотреть вопрос междолинальных связей, особенно в тех случаях, когда россыпи перекрывались наиболее реакционноспособными осадками озерно-болотных субформаций. Последние генерировали большое количество органических кислот и газовых восстановителей, которые при латеральной и вертикальной инфильтрации проникали во флювиальные россыпные слои и способствовали восстановлению ильменита на стадии диагенеза.

Гипергенные процессы и особенности формирования россыпей, в том числе дальность переноса рудного материала, обуславливали изменение не только химического состава ильменита, но и его типоморфных особенностей и физических свойств — понижение электромагнитности и плотности, нарушение первичной структуры, наложение вторичных структур, изменение цвета. Степень изменений нарастала в направлении от коры выветривания, где ильменит по составу и свойствам близок к ильмениту коренных пород к аллювиальным россыпям [37, 111].

На Украинском щите формировались россыпи ближнего сноса (локальные) и дальнего переноса (региональные). Россыпи касситерита являются образованиями ближнего сноса, а среди россыпных концентраций ильменита, рутила, циркона выделяются как те, так и другие. Для первых характерна локализация источника питания и залегание в пределах площади его распространения или вблизи него, слабая окатанность и сортировка материала либо отсутствие таковых, минимальное разубоживание, а отсюда — богатое содержание рудного компонента. Россыпные концентрации дальнего переноса встречаются в долинах Врэдиевской и Молочанской впадин, на западе Смелянской и на прилегающей к ней части северо-восточного склона. Дальность транспортировки от 20—30 до 70—80 км. Рудные концентрации более бедные, меньше по размерам; в Рыжановской долине "растянуты" по всей ее длине на протяжении 100 км (см. рис. 17, в). Для образования промышленных концентраций титансодержащих минералов максимальный перенос не должен был превышать 20—30 км [16].

Важным моментом в россыпеобразующей истории касситерита имеет тот факт, что он характеризуется повышенной устойчивостью к истиранию, занимая в шкале А.А.Кухаренко (1958 г. [67]) 21 место; для сравнения: ильменит — на 18 месте, циркон — на 22, ксенотим — на 6, шеелит — на 4. Поэтому возможно формирование локальных аллювиальных россыпей касситерита дальнего сноса, в средних и даже нижних течениях мезозойских рек.

Определяющее значение для россыпеобразования и сохранности рудного материала в продуктивных формациях имели син- и пострудные блоковые движения. Неравномерные подвижки мелких блоков, например в зоне Коростенского разлома, приводили к тому, что в аптском веке притоки верховья Лугинской долины "перехватывали" притоки Ушомирской и Чаповичской долин, рассекавших площадь развития титановой габбро-анорто-

зитовой формации, и по ним рудный материал поступал в Лугинскую долину. Это обусловило накопление в ней ильменита. Впоследствии такой сток был нарушен и долины разобщены. Поэтому Лугинская долина перспективна на титановые россыпи только в верховьях, а также ниже устья Ушомирской долины.

Консервация флювиальных продуктивных толщ осуществлялась при накоплении угленосно-терригенных озерно-болотных субформаций и на стадиях развития последующих трансгрессий, когда континентальные формации перекрывались морскими. Но неоднократные периодические пострудные, в том числе неотектонические, подвижки блоков вызывали размыв продуктивных толщ. Так, предальбский подъем части северо-восточного склона к востоку от Звиздаль-Залесского разлома обусловил почти полное уничтожение на этой территории нижнемеловых отложений и тех рудных концентраций, которые могли, судя по геологической обстановке, в них образоваться. В Коростенской впадине в альбе была размита угленосно-терригенная субформация, перекрывавшая продуктивную толщу; при этом была уничтожена и часть россыпных флювиальных концентраций. Здесь же к "вскрытию" россыпей на некоторых участках привели и неотектонические подвижки.

3.1.2. Бокситорудный комплекс

Бокситорудный комплекс платформенного чехла — это естественно-исторический полихронный и полигенный комплекс, представленный генетически и пространственно связанными разновозрастными осадочными и элювиальными бокситоносными формациями, в состав которых входят бокситовые рудные формации.

Платформенная осадочная континентальная терригенная бокситоносная формация — это закономерно построенный разновозрастный (в пределах века) комплекс органогенных (углистых) и терригенных (песчано-глинистых) фаций, вмещающих на определенных участках бокситы, бокситовые породы, гиббситоносные каолины, огнеупорные глины различных генотипов с фациальными переходами в разрезе и по латерали в пределах одного рудного района. Бокситоносная формация связана с конкретными тектоническими структурами — склонами шитов, антеклиз древних платформ, региональных внутриплатформенных поднятий и бортами обрамляющих их впадин. Она является индикатором определенного тектонического режима, приурочена к базальным горизонтам трансгрессивных циклов, залегающих в основании платформенных чехлов на размывтой дислоцированной поверхности фундаментов. Бокситоносная формация фиксирует начало тектоно-седиментационных циклов, т.е. качественные скачки в историко-геологическом развитии того или иного региона.

Элювиальная бокситоносная формация — это комплекс фаций латеритной и аллитной кор выветривания, развитых на алюмосиликатных материнских породах фундамента различного состава и включающих залежи бокси-

тов, бокситовых пород и гиббситосодержащих первичных каолинов. Часть осадочной или элювиальной бокситоносной формации, представленная собственно бокситами, бокситовыми породами, гиббситоносными каолинами и вмещающими их отложениями, объединенными условиями образования и залегания, является бокситовой рудной формацией. Приведенные терминологические понятия в той или иной степени сходны с рядом частных (региональных) и общих таксономических определений, принятых в учении о бокситах [85, 88, 103, 104, 110, 116, 147 и др.].

Украинская бокситоносная провинция в структурном отношении включает Украинский щит со склонами и смежные (прилегающие) участки бортов Причерноморской и Днепровско-Донецкой впадин. Бокситы Украинской провинции представлены латеритными и осадочными генотипами; в последнее время в качестве возможного алюминиевого сырья рассматриваются высокоглиноземистые (гиббситоносные) вторичные каолины. Источником глинозема для осадочного бокситообразования являлись алюмосиликатные породы щита и развитые по ним латеритная и каолиновая коры выветривания.

Мезозойское латеритообразование в Украинской бокситоносной провинции связано с господством гумидных тропических и субтропических условий и начиналось после эпох аридизации. Аналогичную закономерность латеритообразования в Казахстане О.В.Иванов, Г.Р.Бекжанов, Л.И.Киселев и др. [73] объясняют сменой геохимических обстановок — аридной щелочной на гумидную окислительную кислую. Эпохе глубокого химического преобразования предшествовала проработка субстрата в аридной щелочной среде. Такая закономерность, по-видимому, имеет региональное значение. Не только в Украинской бокситоносной провинции, но и в Тургайском прогибе, Мугоджарах, Орском Зауралье и других регионах апт-среднеальбский этап тропического образования латеритных кор сменил позднеюрско-неокомский аридный период. После пермь-среднетриасового экстрааридного периода на Восточно-Европейской платформе [134] наступила региональная раннемезозойская эпоха корообразования [60, 129 и др.]. Латеритный характер среднеюрского и раннемелового выветривания в Украинской бокситоносной провинции подтверждается наличием останцов латеритов под келловейскими и меловыми отложениями, а также шамозит-сидеритовыми фашиями батского и келловейского возраста [29, 49, 84, 116 и др.].

Для Украинской бокситоносной провинции латеритоматеринскими традиционно считаются алюмосиликатные породы основного и щелочного рядов [4, 101, 116 и др.]. Останцы латеритных кор выветривания и связанные с ними элювиальные латеритные бокситы в Ингулецко-Днепровском, Бугско-Тикичком, Западно-Ингулецком, Корсунь-Новомиргородском, Коростенском и Приазовском районах развиты на амфиболитах, гнейсах и сланцах (амфиболового, биотитового, пироксенового и хлоритового состава) высокоглиноземистой гнейсовой формации, на основных, ультраосновных, щелочных и других породах анортозитовой, дайковой, диабазовой, габбро-перидотитовой, нефелин-сиенитовой, спилит-диабазовой, офиолитовой и гипербазитовой формаций.

Латеритные бокситы развиты на древних водоразделах (особенно на их расчлененных бровках) и склонах палеодолин. Они приурочены к участкам с сильно разветвленными, глубоко врезанными (оптимальные глубины — 40–100 м; см. рис. 10) долинами. Эти участки характеризовались усиленным дренажем и низким стоянием уровня грунтовых вод, что обеспечивало интенсивный промыв толщи выветривающихся коренных пород и разгрузку вод, обогащенных выщелоченными компонентами, в смежные реки, озера, болота.

Латеритные бокситы каменистые и рыхлые, глинистые, обычно бобовые, существенно гиббситовые (30–80 %), железистые (гематит и гетит с содержанием Fe_2O_3 до 30 %) с каолинитом, бемитом, кварцем, ильменитом; постоянно присутствуют карбонаты, пирит. Средний химический состав (%): Al_2O_3 — 37–39 (на отдельных участках до 52); кремневый модуль до 4–5; в небольших количествах — CaO , MgO , CO_2 ; в случае габбро-лабрадоритового субстрата — до 8–9 % TiO_2 . Бокситовые породы латеритной коры содержат до 10 % гиббсита. Кроме того, он постоянно присутствует в верхней части подстилающей каолинитовой зоны [4, 116 и др.].

Анализ фактического материала по разным районам мира и СССР позволил Ю.Ю.Бугельскому, И.В.Витовской, С.Н.Калюжной, А.П.Никитиной, М.В.Пастуховой, В.А.Тенякову и другим исследователям сделать вывод о том, что потенциально латеритоспособными являются практически все породы, в том числе высококремнистые, за исключением ультрабазитов и чисто кварцевых [21, 22, 77, 132 и др.]. Более того, для формирования крупных и высококачественных месторождений, содержащих Fe_2O_3 меньше, чем в бокситах по основным породам, и почти лишенных связанной кремнекислоты, породы кислого и среднего состава являются более благоприятными, чем породы основного и щелочного состава [77]. Более 60 % крупнейших бокситовых латеритных месторождений мира в Австралии, Индии, Южной Америке и других регионах связаны с терригенно-осадочными, изверженными и метаморфическими породами кислого состава, в том числе с кондалитами, чарнокитами, гранитами, гранито-гнейсами, мигматитами, гранодиоритами. Латеритное выветривание алюмосиликатных пород может приводить к промышленному бокситонакоплению при температуре выше 15°C , сумме годовых осадков 1500 мм/год, скорости фильтрации подземных вод 10^{-4} см/с, интенсивности водообмена 10–20 л/с/км² и рН в пределах от 5 до 8. При скорости фильтрации более 10^{-4} см/с месторождения могут формироваться непосредственно по первичным минералам субстрата за время 1 млн лет; при скорости фильтрации менее 10^{-6} см/с месторождения образуются по глинистым продуктам выветривания за время не менее 10 млн лет [13, 133]. При прочих одинаковых физико-химических условиях выветривания для достижения бокситовой "зрелости" при латеритизации пород кислого состава необходим более интенсивный дренаж в течение более продолжительного (десятки миллионов лет) времени [77]. Есть основание полагать, что в Украинской бокситоносной провинции такие усло-

вия были характерны для субтропического и тропического климата, например байос-батского и альб-аптского веков.

Тенденция алюминия накапливаться в каолининовой зоне, независимо от его содержания в исходной породе, обуславливала образование гиббситоносной каолининовой коры выветривания по кислому субстрату [42]. Элювиальные каолины по гранитоидам Украинского щита на отдельных участках содержат до 10–15 % гиббсита [61, 35 и др.]. Каолининовую зону коры выветривания в качестве источника алюминия рассматривает и Е.Г.Кувковский [91]. Следует, однако, заметить, что он считает, что минералы свободного глинозема могут образовываться только по каолиниту с несовершенной структурой решетки.

Растворимость глинозема сильно возрастает при значениях pH среды < 4 , 5 и $> 8,5$ [23]. По данным Ю.Ю.Бугельского и др. [22], pH атмосферных вод при взаимодействии с гумусовыми кислотами тропических и субтропических почв снижается до 2,6. Следовательно, наряду с латеритным накоплением глинозема в верхних зонах коры выветривания происходил и его вынос кислыми и сильно кислыми гумусовыми поверхностными и грунтовыми водами, инфильтрировавшимися через зону аэрации и интенсивного водообмена. Благоприятной для выноса алюминия и железа А.И.Кривцов [88] считает монтмориллонитовую зону коры выветривания; количество выносимого из нее алюминия может достигать 30 % исходного содержания. Из кварцевых порфиров овручской серии Украинского щита, например, вынос (в пересчете на абсолютные массы) составлял 33 %, а из сланцев Белозерского района – 30 %. Извлечение глинозема из нижних горизонтов коры выветривания осуществлялось щелочными глеевыми подземными водами зоны насыщенного водообмена. В условиях же гидроморфного озерно-болотного выветривания глинозем на пути миграции поступал также и из деградировавших латеритов [23, 42, 152 и др.].

Независимо от степени зрелости элювиальная толща большей части алюмосиликатных пород Украинского щита могла являться для осадочного процесса источником алюминия, связанного как с механогенной, так и с хемогенной компонентой не только разрушавшихся, но и формировавшихся кор выветривания.

Осадочная глиноземная ассоциация Украинской бокситоносной провинции представлена парагенезом бокситов, бокситовых пород и гиббситоносных каолинов, которые развиты (рис. 20) в Коростенской, Белоцерковской, Смелянской, Врадиевской, Ново-Одесской, Ингулецкой, Белозерской, Молочанской, Черниговской, Конкско-Ялынской впадинах на Вольнской и Кировоградской глыбах, северо-восточном и южном склонах щита, северном борту Причерноморской впадины и юго-западном борту Днепровско-Донецкой впадины, Приазовском массиве [166].

Накопление глинозема происходило в байосском, батском, готеривбарремском, аптском и альбском веках. Основной продуктивной толщей (на современном уровне изученности) являются апт-альбские формации

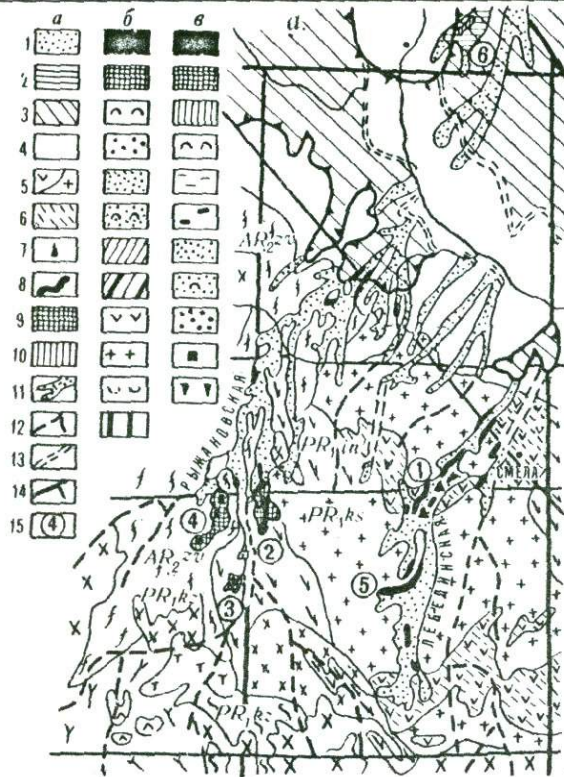


Рис. 20. Бокситоносность мезозойских формаций региона.

Континентальные формации: 1 – байосская; 2 – батская; 3 – нижнемеловые; 4 – площади развития бокситоматеринских пород области питания; 5 – участки с останцами латеритных кор выветривания; 6 – тальвеги древних долин области сноса; 7 – бокситы; 8 – гиббситоносные каолины (для 7 и 8: а – проявления, б – месторождения); связи глиноземсодержащих фаций: 9 – формационная (а – с флювиальной, б – с озерно-болотной субформациями); 10 – стратиграфическая (а – с отложениями батского возраста, б – байосского, в – раннемелового); 11 – разломы

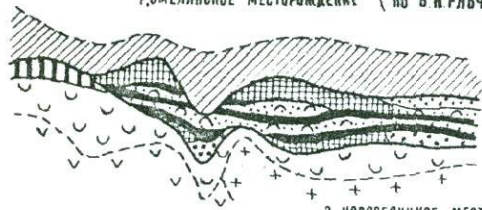
(рис. 21), с которыми связаны месторождения и проявления бокситов (Смелянское) и высокоглиноземистых каолинов (Новоселищское, Мурзинское, Писчиковское), а также многочисленные боксито- и гиббситопроявления (Володарско-Волынское, Звенигородское, Покрово-Киреевское, Владиевское, Кумарское, Щербановское, Григорьевское, Черниговское, Деснянское, Переяславское и др.). В других возрастных интервалах пока обнаружены только боксито- и гиббситопроявления: в готерив-барреме – Григорьевское, Деснянское, Переяславское; в байосе – Киевское, Черкасское; в бате – Кобелякское [46, 166].

В соответствии с общепринятыми классификациями бокситовых месторождений [23, 116, 144 и др.] по условиям формирования и затегания в осадочной группе региона выделяются следующие генетические типы: а) флювиально-делювиальные, делювиально-пролювиальные, пролювиальные (склоновый комплекс) и аллювиальные; б) озерно-болотные; в) лагунные; г) кар-

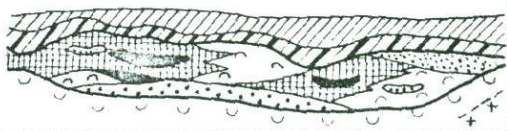


б.

1. СМЕЛЯНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (по В. И. РЯБЧУНУ, 1974)



3. НОВОСЕЛЦКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (по А. И. МАЗУРУ, 1974)



в.

ВОЗРАСТ	ИНДЕКС СУБФОРМАЦИИ	СОДЕРЖАНИЕ СВОБОДН. AL ₂ O ₃ %	МОЩНОСТЬ В М	АНТОЛОГИЯ	МЕСТОРОЖДЕНИЕ, ПРОЯВЛЕНИЕ
А В Ъ	lim		6		НУМАРСКОЕ
	al	14	9		
А П	lim	14-18 25-40	20		НОВОСЕЛЦКОЕ
	al	21-40	30		
ГОТЕРИВ-БАРЕМ	lim	5-10	16		СМЕЛЯНСКОЕ
	al		25		
БАТ	lim		3		ГРИГОРЬЕВ-ДЕСЯН-СКОЕ
	al	no 3	30		
БАРОС	lim	5-10	11		ИВЕСКОЕ
	al		16		

стовые. Наиболее широко развиты флювиальные бокситы и гиббситоносные каолины.

Обычны три типа бокситоносных разрезов, представленные только озерно-болотной или только флювиальной субформацией, либо их совместным залеганием. Как правило, полные разрезы с глиноземными фациями имеют трехчленное строение. Нижняя часть – русловые или пролювиальные комплексы фаций: грубозернистые пески, песчаники, грубопесчаные с крупными зернами кварца каолины и кварц-каолиновые породы, рыхлые глинистые конгломераты. Средняя часть – переслаивающиеся бокситы, бокситовые породы, вторичные каолины, в том числе гиббситоносные, пески, песчано-каолиновые породы. Эти две составляющие разреза представляют флювиальную субформацию. Верхняя часть – озерно-болотная субформация (более тонкозернистые по сравнению с низами породы): каолины, в том числе гиббситоносные, глинистые бокситы, песчаники, переслаивающиеся тонкозернистые пески и глины. Обычно эти породы в различной степени углистые – от тонкораспыленного детрита до гнезд и прослоев бурого угля.

Полные разрезы с рудными горизонтами являются отражением завершеного ритма (векового цикла) тектоно-седиментогенеза [166]. Однако вследствие суммарного воздействия тектонических, седиментогенных и эрозионных процессов (не только синхронного, но и последующих циклов развития) обычно сохраняются только отдельные части разрезов. Часто в одном разрезе фиксируется "наложение" разных частей разновозрастных ритмов, разделенных поверхностями размыва. Это определялось последовательным проявлением названных выше процессов, которые являлись отражением неоднократных фаз активизации блоковых движений, проявившихся в различных районах по-разному. Каждый ритм начинался разноамплитудными и разнонаправленными движениями блоков и вследствие этого усилением эрозионной деятельности, а заканчивался стабилизацией и затуханием этих движений, подравниванием блоков и общим погружением района. При

Рис. 21. Бокситоносность Смелянского района.

а. – *Континентальные субформации нижнего мела:* 1 – флювиальная (al); 2 – озерно-болотная (lim); 3 – морская формация нижнего мела; 4 – отложения средней юры; 5 – породы фундамента (см. рис. 3; табл. 1.1, 1.2); 6 – останцы латеритной коры выветривания; 7 – латеритные бокситы; *содержание свободного глинозема в осадочных бокситах и высокоглиноземистых каолинах (%):* 8 – 25–40; 9 – 14–25; 10 – 5–10; *древние долины:* 11 – в области седиментации; 12 – их тальвеги в области питания; 13 – граница постмелового размыва; 14 – разломы; 15 – месторождения и проявления (цифры в кружках: 1 – Смелянское; 2 – Звенигородское; 3 – Новоселицкое; 4 – Рыжановско-Мурзинское; 5 – Лебединое, 6 – Переяславское). *б.* – *Геологические разрезы:* 1–2 – см. 8–9 для *а*; 3 – вторичные каолины с содержанием свободного глинозема до 3%; *песок:* 4 – крупнозернистый; 5 – тонкозернистый глинистый; 6 – кварц-каолиновая порода; 7 – песчано-глинистые отложения кайнозой; 8 – бурый уголь с гнездами песка эоценового возраста; 9 – лабрадориты и габбро; 10 – граниты-рапакивы; 11 – кора выветривания; 12 – латеритные бокситы. *в.* – *Сводный каолино-бокситовый ряд:* 1–3 – см. 8–10 для *а*; 4 – см. 3 для *б*; 5 – глина; 6 – бурый уголь; 7 – песок тонкозернистый; 8 – кварц-каолиновая порода; 9 – песок грубозернистый, гравелит; 10 – пиритизация; 11 – углистость

изучении мезо-кайнозойских бокситоносных отложений юго-запада Сибирской платформы А.В.Лейпциг, А.П.Левина, Н.А.Ясаманов [92] выявили аналогичные закономерности, что позволяет рассматривать их в качестве региональных.

Накопление осадочного материала и формирование залежей бокситов, бокситовых пород и гиббситоносных каолинов происходило в долинах, оврагах, промоинах аккумулятивных флювиальных равнин, в озерах и болотах прибрежных низменностей, в лагунах и карстах. Основными боксито-аккумулирующими морфоструктурами были названные выше впадины с сильно разветвленной гидросетью, со множеством мелких притоков, ложков и промоин, прорезающих склоны долин и водоразделов, что создавало не только благоприятную обстановку для аккумуляции материала, но и способствовало процессу латеритизации бокситоматеринских пород. Глиноземсодержащие фации озерно-болотных и лагунных обстановок не всегда строго приурочены к впадинам; на склонах щита они иногда накапливались и за их пределами.

Бокситонакопление во флювиальных обстановках происходило в зоне сочленения аккумулятивных и денудационных равнин на блоках с глубиной эрозионного вреза от 30 до 100 м и более; оптимальными были глубины 40–60 м. Дальность переноса переотложенного бокситового материала обычно не превышала нескольких километров, в отдельных случаях достигая 20–25 км (Новопавловское бокситопоявление). Седиментационная фиксация каолинового материала не зависела от глубины долин и дальности переноса.

Флювиальные бокситы каменистые, рыхлые, глинистые и песчано-глинистые; в пределах одного месторождения или проявления могут встречаться все разновидности, например на Смелянском месторождении [109, 116, 156]. Каменистые бокситы обычно залегают в средней части пласта.

Структура бокситов бобовая и землистая; встречающаяся иногда слоистость, в том числе косая, подчеркивается послойным расположением бобовин и зерен ильменита. Бокситы черные, красно-бурые, серые, белые. Бобовины составляют до 50–60 % объема породы. Бобовины и вмещающая масса состоят из дисперсных смесей гиббсита (в бобовинах его содержание выше), каолинита, гидроксидов железа, иногда бемита, реже карбонатов (сидерит, кальцит, доломит) и галлузита. Кварц, ильменит, циркон, гранат, монацит, турмалин, пироксен, плагиоклаз и другие кластогенные минералы присутствуют в бобовинах и цементующей массе. Гиббсит представлен дисперсной и микрокристаллической разновидностями, образует гнезда, прожилки, крустификационные каемки вокруг бобовин и выполняет трещинки, рассекающие их; часто замещает не только каолинит, но и другие минералы, в том числе кварц и песчаные гальки. На Смелянском месторождении в бобовинах встречаются корунд (5–10 %) и магнетит [116, 156 и др.]. Рыхлые бокситы отличаются от каменистых большим содержанием каолинита в цементе, присутствием пирита. Глинистые и песчано-глинистые бокситы разви-

ты широко; они состоят из смеси (в различных соотношениях) гиббсита (до 50–60 %), каолинита и кварца. Состав кластических минералов и характер выделений гиббсита аналогичны каменистым разностям.

Средний химический состав флювиальных бокситов (%): SiO_2 – 17–38; Al_2O_3 – 35–44 (в том числе выщелачиваемого 21–28, при максимальном 40); Fe_2O_3 – до 10; TiO_2 – 2–4, редко до 11 (за счет кластического ильменита); $\text{CaO} + \text{MgO}$ – не более 1; CO_2 – до 1,3 (за исключением участков скопления сидерита) [116]. Для флювиальных бокситов характерно повышенное содержание кремнезема за счет присутствия кластического кварца, например на Врэдиевском проявлении количество кремнезема за счет последнего достигает половины общего содержания (данные Т.И.Добровольской, З.Д.Сапроновой, Г.В.Радионовой).

Довольно широко развиты бокситовые породы, представленные глинисто-бобовыми пестроцветными разностями, характеризующимися такими же минеральными ассоциациями и структурно-текстурными особенностями, что и бокситы, с содержанием свободного глинозема от 2–3 до 20 % (Черниговское проявление).

Длина, ширина, мощность залежей и бокситоносных горизонтов в целом изменяются в широких пределах; обычно мощность увеличивается в направлении тальвега долины. Количество бокситовых прослоев в горизонте – от 1 до 5.

Флювиальные каолины, в том числе гиббситсодержащие светлоокрашенные, в различной степени песчанистые, с редкими бобовинами или без них. Гиббсит (до 20–25 %) находится в тонкодисперсной смеси с каолинитом, часто замещает его, распределен неравномерно в основной массе либо слагает бобовины. Количество залежей, их мощность и форма, содержание свободного глинозема весьма не выдержаны, последнее достигает 20–25 %.

Озерно-болотные гиббситоносные каолины (Деснянское, Киевское, Переяславское, Черкасское и другие проявления) залегают пластообразно в песчано-глинистых углистых с прослоями бурого угля толщах. Горизонты содержат один или несколько пластов белых, серых и темно-серых, часто углистых, высокоглиноземистых каолинов, не выдержанных по мощности и простиранию, с содержанием гиббсита до 22 % (данные Г.В.Пасечного), причем в темно-серых каолинах его больше, чем в светлых разностях. Характерно Новоселицкое месторождение, образовавшееся в озерных условиях (см. рис. 21), где в толще гиббситоносных каолинов, аналогичных описаным выше флювиальным, прослеживаются линзы неправильной формы высококачественных белых и светло-серых бокситов, макроскопически неотличимых от вмещающих каолинов. Максимальное количество свободного глинозема по отдельным пробам составляет 50 % (данные А.К.Мазура). Максимальное содержание глинозема приурочено к участкам с расеемым углистым детритом.

Лагунные каолины близки к озерно-болотным, но гиббситоносные толщи обычно переслаиваются с прослоями морских пород, а содержание сво-

бодного глинозема очень низкое. На данном этапе изученности проявления (например, Кобелякское) имеют исключительно генетическое значение.

Глубина залегания бокситоносных горизонтов в Коростенской впадине от 3 до 40 м, в Смелянской — до 80, во Врадиевской — до 130, в Молочанской — до 300, на северо-восточном склоне — от 100 до 280 м.

Карстовые бокситы и бокситовые породы обнаружены в Покрово-Киреевском грабене. Представлены они каменистыми и рыхлыми разновидностями; минеральный состав и текстурно-структурные особенности аналогичны флювиальным. Средний химический состав (%): SiO_2 — 9; Al_2O_3 — 38; Fe_2O_3 — 25; TiO_2 — 9. Общая мощность продуктивной толщи 110 м [116].

Латеральный ряд генотипов бокситорудной формации, отражающий завершенный ритм седиментогенеза (в диапазоне векового цикла), иллюстрирует фашиально-геохимическую зональность алюминия в зонах гипергенеза — континентального седиментогенеза (рис. 22). Осадочное накопление глинозема носило полигенный характер — только совместное проявление механических и химических процессов на стадиях седиментогенеза и диагенеза (в том числе экзодиагенеза) могло привести к образованию в континентальных условиях высокоглиноземистых пород. При этом на какой-либо из последовательных фаз рудообразования мог преобладать тот или иной процесс.

Литологический состав большей части флювиальных бокситоносных и каолиновых комплексов (особенно склоновых генотипов) свидетельствует о том, что на небольшое расстояние материал переносился временными грязевыми потоками в виде кластогенных несортированных суспензий. Его миграция в озерных, болотных и лагунных обстановках сопровождалась, как правило, сортировкой и осаждением из тонких взвесей. При транспортировке несколько менялся состав глинистых минералов, а у каолинита ухудшалось совершенство кристаллической решетки [75], что в дальнейшем, вероятно, способствовало образованию гиббсита.

В процессе водного (речного) переноса и переотложения кластогенного материала разрушенных латеритных (элювиальных) бокситов происходило явление, названное В.А.Теняковым [145] "потерей качества", — увеличивалось содержание кварца и соответственно уменьшался кремниевый модуль ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$). Заметно менялась и геохимическая специализация седиментогенных бокситов, отразившая специфику экзогенных процессов их формирования. Уменьшалось содержание титана, циркония, тория, хрома, ниобия и других элементов, входящих в состав тяжелых минералов, которые вследствие сепарации не полностью соосаждались с бокситовым материалом в элювиальных и озерно-болотных условиях. Увеличивалось содержание свинца, цинка, меди, германия, ртути, теллура, индия, висмута, ванадия и других элементов, которые могли сорбироваться тонкодисперсным глинистым, коллоидным, органическим веществом из вод при транспортировке и седиментации. Увеличение содержания калия, серы, фосфора, органического углерода свидетельствует о значительной роли в формировании осадочных бокситов органического вещества, в том числе живого [145].

ЗОНА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

О Б С Т А Н О В К И С Е Д И М Е Н Т А Ц И И

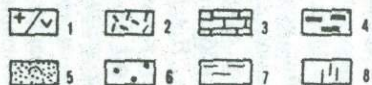
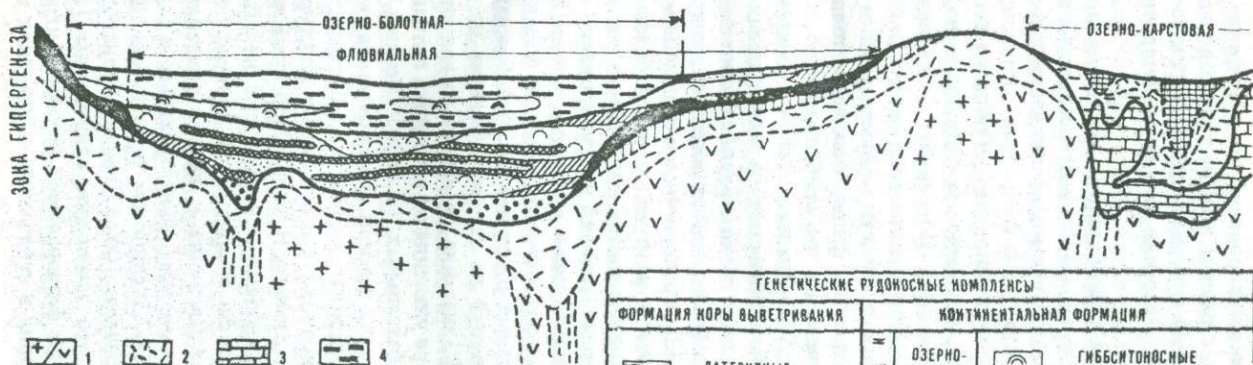


Рис. 22. Латеральный ряд генотипов бокситорудной формации.

Породы: 1 - кристаллические; 2 - коры выветривания; 3 - карбонатные; комплексы фаций: 4 - углено-терригенные; 5 - песчано-каолиновые; 6 - песчано-гравийно-галечные; 7 - глинистые; 8 - зоны разломов

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РУДОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ			
ФОРМАЦИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ		КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ	
СУБФОРМАЦИИ	ОЗЕРНО-БОЛОТНАЯ		ЛАТЕРИТНЫЕ БОКСИТЫ
			ПЕРВИЧНЫЕ КАОЛИНЫ С ГИБСИТАМ
	ФЛЮВИАЛЬНАЯ		ГИБСИТОНОСНЫЕ КАОЛИНЫ И БОКСИТЫ
		БОКСИТЫ ДЕЛЮВИАЛЬНО-ПРОЛЮВИАЛЬНЫЕ	
ОЗЕРНО-КАРСТОВАЯ		БОКСИТЫ АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ	
		ГИБСИТОНОСНЫЕ КАОЛИНЫ	
		БОКСИТЫ КАРСТОВЫЕ ГИБСИТОНОСНЫЕ КАОЛИНЫ	

Бокситовый материал аккумуляровался по периферии флювиальных и озерно-болотных прибрежных равнин вблизи участков развития боксито-материнских пород; каолиновый материал накапливался совместно, а также концентрировался на путях миграции дальше по латерали в сторону конечного водоема стока.

Седиментогенная фиксация кластического как переотложенного рудогенного, так и безрудного материала и его диагенетические преобразования сопровождалась поступлением химически растворенного глинозема, который в форме металлорганических (типа фульватов), коллоидных комплексов и (или) истинных растворов переносился из области питания в бассейн седиментации поверхностными, почвенно-грунтовыми и подземными глеевыми водами [115, 132, 160 и др.]. Последним принадлежала значительная роль, так как, во-первых, концентрация глинозема в них была высокой, а во-вторых, они разгружались в бассейн седиментации и "сбрасывали" глинозем на геохимических барьерах, фильтруясь через толщу осадков, не только на стадии седиментогенеза, но, что особенно важно, и на стадии диагенеза как аквального, так и субазрального. Основная масса металла переносилась в форме алюминийорганических и коллоидных комплексов; истинные растворы в поверхностном стоке играли незначительную роль [132].

Механизм дальнейших преобразований хемогенных глиноземных соединений, по Д.Г.Сапожникову [132], представляется следующим образом. Алюминийорганические соединения при разрушении высвобождали металл, который в виде гидроксидов входил в состав коллоидных растворов. Последние при смене кислотно-щелочных условий коагулировали; образовывался постепенно твердеющий гель гидроксидов алюминия, который мог находиться в поверхностных водах продолжительное время во взвешенном состоянии, переноситься на значительные расстояния и, освобождаясь, обогащать осадок, в том числе глиноземный по составу. Следует подчеркнуть, что, по мнению Б.А.Тюрина [102], значение хемогенного глинозема в рудном горизонте увеличивается по мере удаления от источника питания.

На стадии диагенеза в субазральных (с периодическим обводнением) континентальных обстановках гели старели, формировался гиббсит; железо через стадию ферригидрита переходило в гематит, происходило обезвоживание минеральных скоплений, возникали структуры и текстуры диагенеза — оолиты, пизолиты, конкреции, слоистость и др. Особенный интерес для иллюстрации дифференциации глинозема и кремнезема на стадии диагенеза представляет замещение гиббситом кварца. Этот процесс Г.И.Бушинский, Е.И.Соколова, О.Магистад, Н.А.Лисицина и другие объясняют условиями растворимости глинозема и кремнезема: в нейтральных и слабокислых обстановках при значениях pH 5–7,5 глинозем практически нерастворим, а растворимость кремнезема достигает 100–170 мг/л; происходит выщелачивание и вынос кремнезема и его замещение глиноземом [23, 93 и др.].

Важную роль в образовании флювиальных бокситов играла вторичная бокситизация или долатеритизация в субазральных условиях хорошо дрени-

руемой осадочной смеси обломочного материала различного состава и различной степени выветрелости (в том числе и латеритного), который накапливался в промоинах, ложках, оврагах, на склонах долин и периодически осушаемых поймах [22, 23, 77]. Крупнейшие месторождения Суринама образовались не только по чарнокитам, гнейсам, анортозитам докембрия, но и по каолиновым глинам с прослоями кварц-полевошпатовых песков формации Онвердахт, коррелятной фазе выветривания [174]. На Белозерском бокситопроявлении Украинской провинции, например, содержание глинозема в делювиальных фациях в полтора раза выше, чем в субстрате – коре выветривания [151].

С.Н.Калюжная и М.В.Пастухова [77] рассматривают латеритный процесс (в том числе вторичную бокситизацию осадочной смеси) единственным процессом, который мог привести к образованию промышленно значимых месторождений, и считают, что только полифазное выветривание (сначала в коре выветривания, а затем в переотложенном материале) в конечном результате приводило независимо от состава субстрата к образованию мощных осадочно-латеритных бокситов высокого качества. Таково происхождение, по их мнению, ряда месторождений Северного Казахстана, Татарской группы Сибири, Северо-Онежского района.

Процесс вторичной бокситизации протекал в тех же климатических условиях, что и латеритизация в профиле коры выветривания, но при большем диапазоне pH и значительном подземном стоке [22]. Морфологическими элементами с активным водообменом зоны аэрации и интенсивным дренажем и являлись долины с их расчлененными склонами.

Довольно четким индикатором осадочных и осадочно-латеритных бокситов является их геохимическая специализация и, в частности, титановый модуль (TiO_2/Al_2O_3), который для первых имеет пестрый, а для вторых – упорядоченный характер. Осадочно-латеритные (так же, как и собственно латеритные) бокситы характеризуются более интенсивным накоплением по сравнению с бокситами других классов: Al, Fe^{3+} , Ti, Ga, Th, Zr, Nb, Bi, Sc, F [145].

Перераспределение вещества в условиях вертикальной и боковой миграций обуславливало неравномерную концентрацию глинозема в пределах залежей, диагенетическое аутигенное гиббситообразование и формирование конкреционно-бобовых структур. Мобилизация и миграция вещества довольно энергично осуществлялись и в наиболее реакционноспособных болотных обстановках при воздействии органических кислот и анаэробных бактерий, при смене окислительных и восстановительных условий. На заболоченные прибрежные низменности глинозем поступал: а) с терригенным бокситовым и каолиновым материалом кор выветривания; б) в виде метал-органических, коллоидных и истинных растворов с поверхностными, почвенно-грунтовыми и подземными водами из областей денудации и из подстигающих латеритных и аллитных кор, которые деградировали в условиях гидроморфного озерно-болотного выветривания. Дифференциация железа,

кремнезема и глинозема в кислой органической среде [160] обуславливала не только накопление последнего в торфяниках, но и создание повышенных вторичных его концентраций в болотных водах. При нейтрализации сильно кислых растворов (до pH 5) глинозем выпадал, как правило, без кремнезема [142]. Следовательно, при изменении pH среды миграции в сторону ее нейтрализации (подтапливание речных паводковых вод, вынос болотных вод в озера и пр.) и при ошелачивании водами временно ингрессировавшего моря глинозем выпадал на щелочном барьере [31, 115] в виде гелей, при раскристаллизации которых образовывался гиббсит [20]. Экспериментальные исследования, проведенные в ИГЕМ АН СССР под руководством Д.Г.Сапожникова, подтверждают, что аморфные гели гидроксидов алюминия образуются в слабощелочных условиях при pH больше 7, а их кристаллизация с образованием гиббсита происходит в средах с pH ниже 7 [99].

Основную роль в концентрации глинозема (вплоть до образования бокситов) в озерных и болотных условиях играл субаквальный диагенез [23, 54, 152, 153 и др.], который протекал под воздействием разлагавшейся органики с образованием массы восстановителей. Восстановленное закисное железо в одних случаях связывалось *in situ* с образованием аутигенных сидерит-шамозит-пиритовых или пиритовых ассоциаций; в других — в виде различных растворимых закисных форм и железоорганических комплексов выносилось в морские бассейны, где накапливались шамозитовые и сидеритовые илы. Последние являются важным генетическим индикатором процессов дифференциации вещества на суше в аккумулятивных флювиальных и проточных озерно-болотных обстановках. В Украинской бокситоносной провинции они могут служить косвенным признаком возможного бокситообразования в юрское время. В этом случае сидерит-шамозитовые морские ассоциации следует рассматривать как член триады Al — Fe — Mn [142] и акцентировать внимание на поисках осадочных железорудных фаций, например таких, как железистые песчаники Новомосковского района на северо-восточном склоне Украинского щита.

Ведущим диагенетическим процессом было оглеение, связанное с инфильтрационно-диффузными явлениями на границе раздела органогенных (скопления растительного детрита, торфяники) и терригенно-глинистых фаций. Субаквальное диагенетическое перераспределение вещества, сопровождавшееся процессами оглеения, обуславливало образование белых и серых бокситов и высокоглиноземистых каолинов не только в озерно-болотных субформациях, но и в подстилающих флювиальных. К образованию гиббсита и каолинита приводили и фазовые изменения монтмориллонита и гидрослюд в условиях заболоченных водоемов [128]. В болотах Суринама, Гайаны и Гвианы и в настоящее время образуются крупные залежи серых и розовых бокситов, причем бокситизация каолинов в болотных условиях может иметь сезонный характер [176]. В альб-сеноманском веке в Убаганском рудном районе (Тургайский прогиб) кроме аллювиально-делювиально-пролювиальных образовывались и озерно-болотные серые бокситы и аллиты,

залегающие в углистых глинах с лигнитами [110]. Они низкокачественные, но составляют до 70 % всех запасов района (при средней мощности залежей 2–3 м).

Генетические связи красных (пестроцветных) и светлоокрашенных (белых и серых) бокситов прослеживаются через палеорельеф, направление поверхностного и подземного стока, локализацию органического вещества. Эти связи прослежены и изучены во многих бокситорудных районах Западной Сибири и Казахстана [23]. В.Х.Геворкьян, детально изучивший нижнемеловые отложения юга Украины, выявил, что существенную роль в континентальных бокситоносных формациях играют белые и светло-серые бокситы с содержанием свободного глинозема до 30 % и более [38, 39]. Из-за макроскопического сходства в геологической практике их зачастую считают вторичными каолинами.

В ходе субаэрального диагенеза (экзодиагенеза) в различных ландшафтно-фациальных (денудационных и аккумулятивных) обстановках существенную роль играл почвенный литогенез, проявлявшийся при взаимодействии почв и почвенно-грунтовых вод с осадками и породами. Почвенному литогенезу, детально изученному на Аркалыкском месторождении Казахстана, Ю.Г.Цеховский [153] придает основное значение в формировании бокситов, считая, что эти процессы, как правило, способствовали улучшению качества бокситов, но иногда, в случае развития железисто-кремнисто-каолинитовых почв или насыщения кремнеземом почвенно-грунтовых вод и их воздействия на бокситы, происходила ресилификация почвенного слоя (в кровле последних).

Почвенные процессы обуславливали миграцию и вынос либо концентрацию в почвенном профиле гидроксидов железа, глинозема, кремнезема с образованием в почве или за ее пределами гетита, гематита, гиббсита. Гиббсит входил в состав стяжений, конкреций, оолитов и их цементирующей массы, заполнял трещины и пустоты как в цементе, так и в оолитах, конкрециях, бобовинах, различных обломках, образовывал каемки вокруг последних, участвовал в метасоматических замещениях терригенного материала.

Следует подчеркнуть, что рассеянная прожилковая и вкрапленная гиббситовая минерализация является генетическим репером, указывающим на характер гидрогенных экзодиагенетических процессов, которые при сумме благоприятных факторов могли иметь значение рудоконцентрирующих.

3.1.3. Колчеданно-свинцово-цинковая формация в углях и углистых терригенных породах

Выделение этой рудной формации на современном уровне изученности и по масштабу выявленных концентраций довольно условно, но тем не менее правомерно, и при дальнейшем изучении формация, возможно, приобретет промышленное значение. Накопление свинца и цинка в регионе подчинялось определенным геологическим и геохимическим закономерностям, что обусловило сходство основных параметров рудопроявлений, определяю-

щих возможность выделения формации — условий залегания, минерального состава и парагенеза минералов.

Этот тип оруденения является принципиально новым, "нестандартным и нетрадиционным" для региона. Он характеризуется специфическими условиями формирования, которые отражаются в структурно-тектонических, палеогеографических, геоморфологических, формационных, фациально-геохимических факторах локализации концентраций и в породо-, и рудообразующих ассоциациях. Следует подчеркнуть, что известно крайне незначительное число генотипов, близких описываемому оруденению, и не только в СССР, но и за рубежом, хотя отдельные конвергентные признаки прослеживаются на ряде разнотипных в генетическом отношении и разновозрастных полиметаллических месторождениях различных провинций. Это — локализация месторождений в краевых частях платформ, на окраинах щитов и в подвижных активизированных зонах и их ассоциация с терригенными и карбонатно-терригенными формациями; связь и прямая корреляция рудных концентраций и органического вещества гумусового ряда; аккумуляция рудного материала в сингенетичных седиментогенных ловушках — впадинах различных размеров, зараженных сероводородом и другими восстановителями; морфогенетическая связь рудных залежей с древними долинами; рудоконцентрирующая роль сероводородного, щелочного и сорбционного барьеров; определяющее значение седиментационно-диагенетических процессов в формировании промышленно значимых концентраций металлов и т.д. [1, 14, 83, 107, 135, 163 и др.].

Независимо от того, по каким признакам классифицируются свинцово-цинковые месторождения различных регионов — по условиям формирования и особенностям строения или по формационной принадлежности — в них рассматриваются осадочные рудные концентрации только прибрежно-морских и морских типов.

Металлоносность континентальных угленосных формаций в платформенных чехлах почти не привлекала внимания исследователей, несмотря на то что она носит региональный характер. По данным В.Р.Клер [83], высокие концентрации свинца и цинка, превышающие фон на два и более порядка, характерны для Подмосковного, Кизеловского, Южно-Якутского и других угленосных бассейнов СССР. В Центральном и Северном Казахстане континентальные отложения среднеюрского и апт-альбского гумидных этапов отличались накоплением катионогенных элементов, в том числе свинца и цинка [80]. Повышенным содержанием мели, свинца и цинка характеризуются торфяные месторождения Восточно-Европейской платформы [87]. Юрские черные углистые глины Подмосковья обогащены конкрециями пирита с галенитом и сфалеритом, содержащими примесь мышьяка, кадмия, меди, сурьмы, никеля. В батских озерно-болотных и аллювиальных отложениях Припятской впадины фиксируются геохимические аномалии (до 0,03 %) свинца и цинка [18, 19, 90]. Следует также упомянуть, что в различных регионах мира отмечается тенденция свинца и цинка концентрироваться во

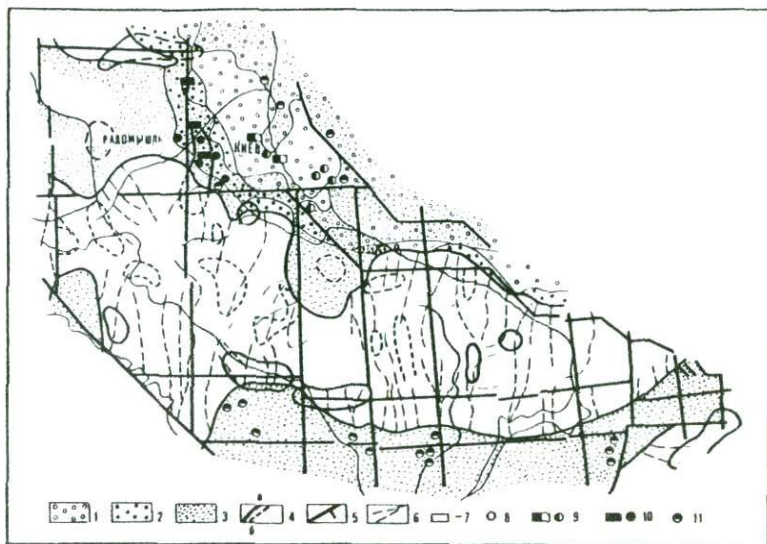
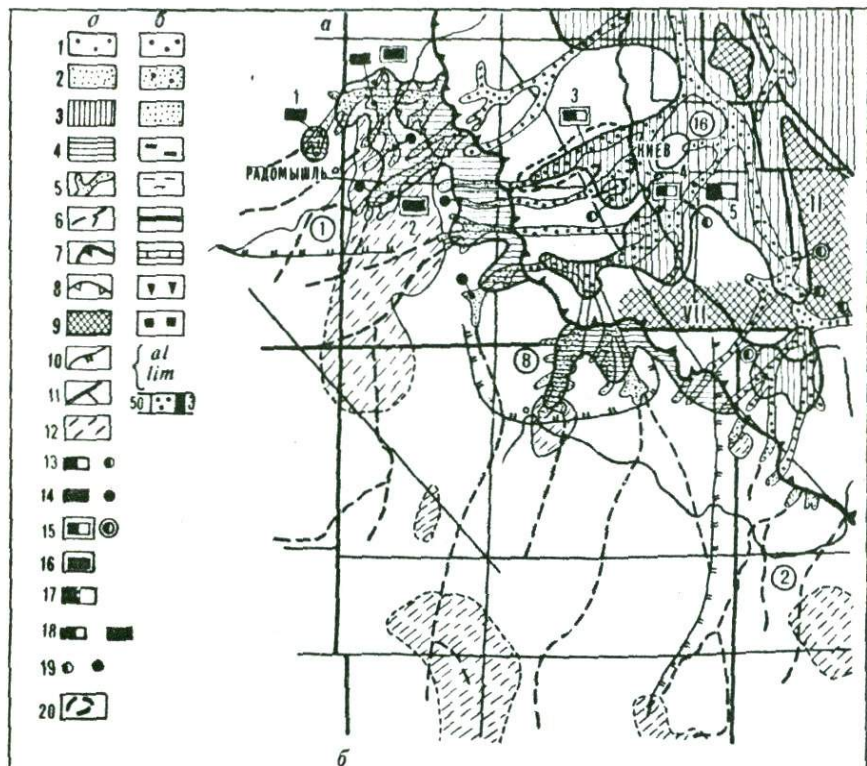


Рис. 23. Свинцово-цинковая минерализация в континентальных формациях мезозоя. Континентальные формации: 1 – байосская; 2 – батская; 3 – нижнемеловые; 4 – площади с повышенным содержанием свинца и цинка в породах области питания (а – контур площади рудоносности, б – ореол геохимических аномалий – см. рис. 4); 5 – разломы; 6 – тальвеги основных долин в области питания; концентрации свинца и цинка в континентальных формациях: 7 – рудопроявления и точки повышенной минерализации; 8 – ореолы и точки геохимических аномалий; концентрации свинца и цинка во вмещающих формациях: 9 – байосской; 10 – батской; 11 – нижнемеловых

флювиальных, озерных и болотных донных осадках, несмотря на низкое содержание их в проточных водах. Рудопроявления свинца известны в лигнитах и бурых углях Тироля, Шлезвиге, Кошенбоне [86, 177 и др.].

Для СССР среднее содержание свинца и цинка в углях различных бассейнов составляет соответственно 10 и 50 г/т; максимальное содержание металлов в золе углей – 10% для каждого. Среднее содержание на обогащенных участках обычно составляет 200–1000 г/т. Для концентраций свинца и цинка характерно крайне неравномерное распределение металлов: в одном пластопересечении их содержание может изменяться более чем в 1000 раз [83].

На Украинском щите концентрации свинца и цинка выявлены на Радомысль-Киевской площади северо-восточного его склона, на южном склоне и прилегающей части северного борта Причерноморской впадины (рис. 23). Почти все точки расположены в Коростенской, Бориспольской, Ново-Одесской, Врэдиевской, Ингулецкой, Молочанской впадинах, где они приурочены к долинам или озерно-болотным понижениям.



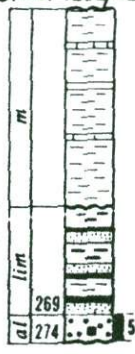
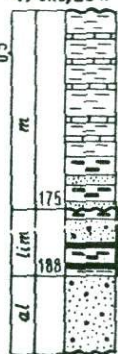
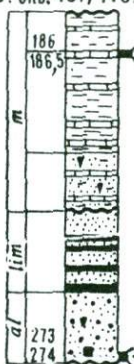
1. СВ.10407

2. СВ.6776

3. СВ.48г/148г

4. СВ.28к

5. СВ.1202/12г



Б А Р О С С А Т

Узкие плоские возвышенности-барьеры отчленили впадины или отдельные их части от основного седиментационного бассейна, создавая обстановку полузамкнутых ловушек, контролировавших формирование рудоносных фаций. Радомышль-Киевская площадь отделялась с востока Остерско-Переяславским, а с юга — Обуховским барьерами (рис. 24). В байосский век они выделялись в рельефе континентальной аккумулятивной равнины, а в батский, возвышаясь над дном моря, отделяли полузамкнутую прибрежную мелководную часть от открытого относительно глубоководного бассейна. К тому же рельеф прибрежной части дна вообще был очень сложным, с многочисленными долинами и понижениями, отражавшими рисунок байосской дневной поверхности. В первую половину батского века он несколько сnivelировался за счет накопления морских песчано-глинистых углистых осадков, диагенез которых во второй половине века, вероятно, создавал локальные аномалии сероводородного заражения, приуроченные к понижениям. Расположенная на юге региона Враниевская впадина в раннемеловую эпоху с юга замыкалась широтной Вознесенской возвышенностью, которая в аптском веке выступала в рельефе континентальной равнины, а в альбском — в рельефе морского дна, фиксируясь на поверхности моря отмелями и плоскими островками.

В нижнемеловых отложениях на глубинах от 50 до 270 м (последние в Молочанской впадине) установлены точечные и площадные геохимические аномалии — содержание свинца до 0,06 %, цинка — 0,01–0,04 % на мощность от 0,5 до 7 м. В Ингулецкой впадине площадные геохимические аномалии вписываются в контуры долин.

Основная часть выявленных рудопроявлений и проявлений минерализа-

Рис. 24. Свинцово-цинковая минерализация в юрских формациях Радомышль-Киевской площади (а) и сводный разрез (б).

а. Субформации: терригенная флювиальная (al): 1 — байосская; 2 — батская; угленосно-терригенная озерно-болотная (lim): 3 — байосская; 4 — батская; древние долины: 5 — в области седиментации; 6 — их тальвеги в области питания; границы: 7 — морской формации батского возраста, перекрывающей континентальную формацию байоса (штрихи в сторону ее распространения); 8 — участка с прослоями морских глин в батской угленосно-терригенной субформации; 9 — возвышенности (II — Остерско-Переяславская; VII — Обуховская — см. рис. 16); 10 — границы впадин (цифры в кружках: 1 — Коростенской; 2 — Смелянской; 8 — Белозерской; 16 — Бориспольской — см. рис. 16); 11 — разломы; 12 — площади с повышенным содержанием свинца и цинка в породах области питания (сплошная линия — контур площади рудоносности, штриховая — ореол геохимических аномалий — см. рис. 4); концентрации свинца и цинка в терригенных субформациях: 13 — байосской; 14 — батской; то же в угленосно-терригенных субформациях: 15 — байосской, 16 — батской; масштаб концентраций: 17 — рудопроявление; 18 — точка минерализации; 19 — площадная или точечная геохимическая аномалия; 20 — контур повышенного содержания свинца и цинка в морских отложениях батского возраста; б. Породы: 1 — гравелит и песок гравелистый, крупнозернистый; 2 — песок разнозернистый; 3 — песок тонко-, мелкозернистый, алевроит; 4 — глина углистая; 5 — глина монтмориллонит-гидролюдистая; 6 — бурый уголь; 7 — известняк, сидерит; 8 — обугленный растительный детрит; 9 — пирит, марказит; 10 — индекс субформации; 11 — опробованный рудоносный интервал (слева — глубина залегания, м, справа — мощность, м)

ции сконцентрирована на северо-восточном склоне — на Радомышль-Киевской площади, где на отдельных участках в озерно-болотных и флювиальных субформациях байосского и батского возраста установлено содержание свинца и цинка от 0,1 до 1,5–2 %. Кроме того, район характеризуется широким распространением точечных и площадных геохимических аномалий с содержанием свинца и цинка до 0,03 %, а также меди, ванадия, бария, стронция, лантана, мышьяка, кобальта, серебра, сурьмы и др. Статистические параметры распределения микроэлементов на Каневско-Черкасской и Радомышль-Киевской площадях показывают повсеместно повышенное по отношению к общему фону содержание свинца и цинка в континентальных песчаных и углистых породах байосского и батского возраста (данные В.А.Шумлянского).

Рудоносные прослои в континентальных формациях сложены гравелитами, песками различной крупности, углистости и глинистости, глинами углистыми и песчанистыми с прослоями бурого угля; их мощность изменяется от нескольких десятков сантиметров до 3–4 м. На Бортническом рудопроявлении (Радомышль-Киевская площадь) мощность прослоев песка и гравелита с содержанием свинца 1,2 % — 0,5 м, 0,2 % — 1,5 м [43].

Рудные минеральные ассоциации представлены галенитом и сфалеритом (либо одним из них) с примесью пирита и марказита, изредка — самородной меди. Кристаллы галенита размером от сотых долей до 2–3 мм рассеяны в виде отдельных зерен либо образуют сростки, цементируя зерна кварца. Галенит встречается также в обломках обугленной или замещенной марказитом древесины и в трещинах в буром угле. Количество пирита обычно непостоянно, иногда его содержание в озерно-болотных углистых отложениях батского возраста достигает 80 кг/м^3 (данные И.И.Щоцкого), при этом образуются прослои песчаника на пиритовом цементе. По данным спектрального анализа в галените, пирите и марказите содержится (%): меди от 0,003; мышьяка — 0,05–0,1; кобальта до 0,05; никеля до 0,05; серебра до 0,01; сурьмы — 0,005; молибдена — 0,001, причем никель и сурьма присутствуют только в галените, а молибден — в пирите и марказите. Последние содержат до 0,1 % свинца [43].

В батских формациях Радомышль-Киевской площади свинцово-цинковая минерализация в континентальных отложениях по латерали сменяется вкрапленностью галенита и сфалерита в прослоях морских сидеритов, известняков, песчаников, реже углистых глин мощностью 0,2–1 м; общая мощность горизонта, в котором фиксируется 2–3 и более минерализованных прослоя, достигает 40–60 м (см. рис. 24).

Все участки с выявленными концентрациями свинца и цинка в осадочных формациях латерально тяготеют к таким районам питания, в пределах которых распространены альбититовая, алогранитовая, пегматитовая, скарновая, грейзеновая, гранитная формации фундамента с повышенным содержанием (в том числе зоны минерализации, рассеянная вкрапленность, площадные геохимические аномалии) этих элементов. Кроме того, такие поро-

дообразующие минералы кислых типов пород как пироксен, амфибол, плагиоклаз, биотит, калиевый полевоы шпат содержат от 0,0001 до 0,01–0,045 % свинца [96, 107]. В области питания Радомышль-Киевской площади, например, развита обширная зона сфалерит-галенитовой минерализации (см. рис. 24), связанная с апогранитами, скарнами и пегматитами в вулканогенно-терригенной гнейсовой и терригенно-карбонатной формациях тетевской серии [101].

Выветривание пород, обогащенных свинцом и цинком, их окисление в обстановке гумидного тропического и субтропического корообразования обуславливало частичный переход этих элементов в подвижное состояние, вертикальную и латеральную инфильтрацию, в том числе вынос за пределы зоны минерализации. Вертикальная инфильтрация на участках коренных пород вызывала образование в профилях кор выветривания зон вторичного обогащения (или минерализации) на щелочном и (или) восстановительном барьере [96, 136, 175]. По данным С.В.Нечаева [107], абсолютный прирост микроэлементов, в том числе свинца и цинка, на щелочном барьере в нижних зонах коры выветривания гранитоидов и гнейсов составляет 10–35 %.

Тенденция к восходящим блоковым движениям областей питания приводит к многократному непрерывно-прерывистому образованию и разрушению зон вторичного обогащения и, следовательно, постепенному повышению уровня концентрации свинца и цинка в поверхностных и подземных водах зоны аэрации, которые выносили эти элементы в смежные бассейны седиментации. Выщелачивание свинца и цинка из твердой фазы значительно ускорялось в присутствии органических кислот: для свинца – в 1,4–47,8, для цинка – в 1,2–25 раз [113]. По данным Э.В.Мельничука [100] и С.В.Нечаева [107], вынос свинца и цинка из профиля коры выветривания силикатных пород северо-восточной и юго-западной частей Украинского щита составлял 30–70 %. Окисление сульфидов свинца и цинка в гумидных ландшафтах области питания способствовало также формированию сернокислых грунтовых вод, которые являлись поставщиком сульфатной серы в бассейны седиментации [115]. Основной формой водной миграции свинца и цинка в подземных окислительных и глеевых условиях тропического климата являлась органическая, в меньшей мере – сульфатная, ионная и коллоидная [115, 160 и др.].

Форма миграции свинца и цинка и их количество зависели от щелочно-кислотных и окислительно-восстановительных параметров среды. В слабокислой, нейтральной и щелочной обстановках устойчивыми формами переноса являлись ионная (до 40 % цинка), гуминовые и фульватные комплексы (от 10 до 80–100 % свинца и цинка); в сильноокислой – сульфатная и ионная [94, 113 и др.]. Кислые воды ($\text{pH} \leq 5,5$) содержат максимальное количество свинца, нейтральные и слабощелочные ($\text{pH} \geq 7,2$) – минимальное [8]. Поверхностные речные воды переносят свинец в виде тончайшей терригенной (субколлоидной) взвеси и в растворе в количествах соответственно 29,5–99,6 и 1,4–70,5 % общего содержания свинца [96]. При этом на-

блюдается прямая зависимость между мутностью воды в реке и количеством свинца, мигрирующим во взвешенном состоянии, и обратная — для растворенного свинца.

Л.П.Листова и Г.П.Бондаренко [94] исследовали поведение свинца, цинка, меди (в одно- и поликомпонентных системах) в растворах их сульфатных солей, фульво- и гуминовых комплексов в морской и пресной воде в зависимости от щелочно-кислотных и окислительно-восстановительных условий. Опыты проводились при комнатной температуре и атмосферном давлении. Исходные растворы в различных сериях опытов содержали от 1 до 50 мг/л металлов; исходное значение pH изменялось от 2 до 10. Длительность опытов (от 30 до 510 сут) определялась достижением относительного равновесия между раствором и осадком. Жидкая и твердая фазы анализировались раздельно. Результаты опытов авторы отразили в таблицах и на графиках зависимости концентрации металлов в растворе от исходных значений pH раствора.

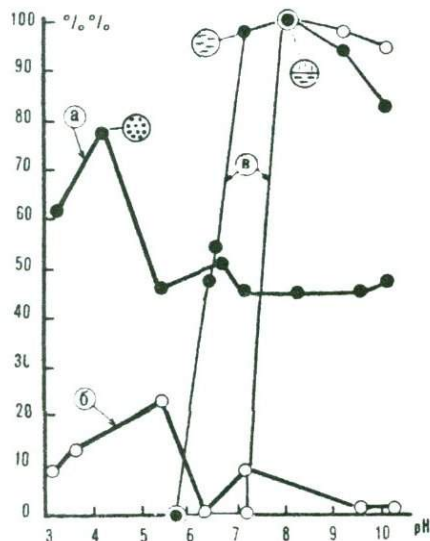
Интерпретируя фактический материал Л.П.Листовой и Г.П.Бондаренко по определенным сериям опытов, мы вычисляли то максимальное количество металла, которое переходило из раствора в осадок при каждом исходном значении pH. Эти данные сведены в графики (рис. 25), которые иллюстрируют переход свинца и цинка в осадок (в процентах общего их содержания в растворе) в зависимости от щелочно-кислотных условий среды осадкообразования и формы нахождения металлов в растворе. Основные выводы, касающиеся минералообразования свинца и цинка в моделированных системах (табл. 3.2), соотнесены нами с существовавшими на Украинском щите природными условиями и обстановками гумидного седиментогенеза в мезозое (рис. 26).

Максимальная разрешающая способность цинковых соединений к минералообразованию (при переходе в осадок от 60 до 90% исходной концентрации элемента в растворах) реализовалась в слабощелочной и щелочной обстановках в интервале pH от 7,2 до 8,6, при этом в окислительной морской среде в осадок выпадали гуматы и карбонаты цинка, а в пресной — карбонаты. Минералообразование свинца в целом сдвинуто в сторону понижения pH, характеризовавшего кислые, слабокислые и нейтральные условия. В кислой среде озерно-болотной и флювиальной обстановок (pH 3,2–4,1) вследствие коагуляции гуминовых комплексов осаждалась основная масса гуматов, а в слабокислых и нейтральных континентальных и прибрежно-морских условиях (pH 6,3–7,0) образовывались как гуматы, так и карбонаты. Разрушение подвижных гуминовых комплексов под воздействием катионов морской воды с образованием труднорастворимых гуматов [94] приобрело особое значение при ощелачивании морскими водами прибрежных болот и торфяников.

При слабом сероводородном заражении среды ($H_2S < 20$ мг/л) в нейтральных и слабощелочных условиях происходило осаждение карбонатов свинца и цинка, причем образование гидрошинкита сдвигалось в сторону

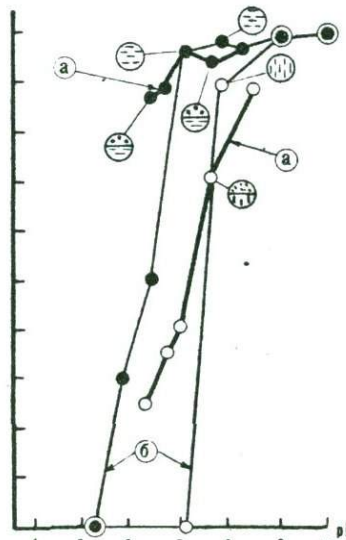
КОНЦЕНТРАЦИЯ
Pb и Zn
в осадке

СИСТЕМЫ:
а. Pb + ГУМУСОВАЯ КИСЛОТА + H₂O
б. Zn + ГУМУСОВАЯ КИСЛОТА + H₂O
в. PbSO₄ + ZnSO₄ + H₂O



Pb Zn 1 2 3 4 5 6

СИСТЕМЫ:
а. Pb+Zn + ГУМУСОВАЯ КИСЛОТА + МОРСКАЯ ВОДА
б. PbSO₄+ZnSO₄ + МОРСКАЯ ВОДА



СИСТЕМЫ:
а. Pb + ГУМУСОВАЯ КИСЛОТА + МОРС. ВОДА + H₂S [1.5-2.2 г/л]
б. PbSO₄ + ZnSO₄ + МОРСКАЯ ВОДА + H₂S [20 мг/л]
в. ТО ЖЕ + H₂S [3 мг/л]

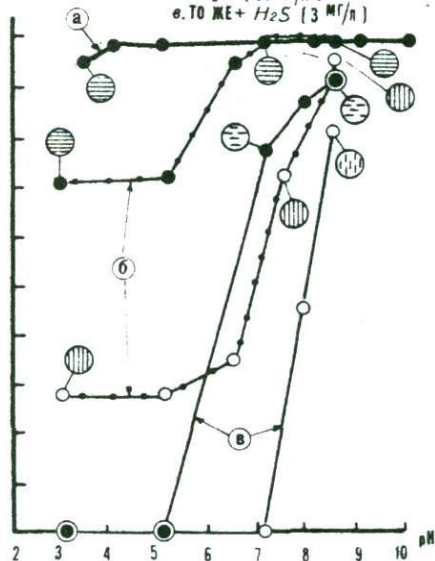


Рис. 25. Условия осаждения свинца и цинка (по данным Л.П.Листойвой и Г.П.Бондаренко [95]).

Гуматы: 1 - свинца; 2 - цинка; минералы: 3 - церуссит и гидроцеруссит; 4 - гидроцинкит; 5 - галенит; 6 - сфалерит

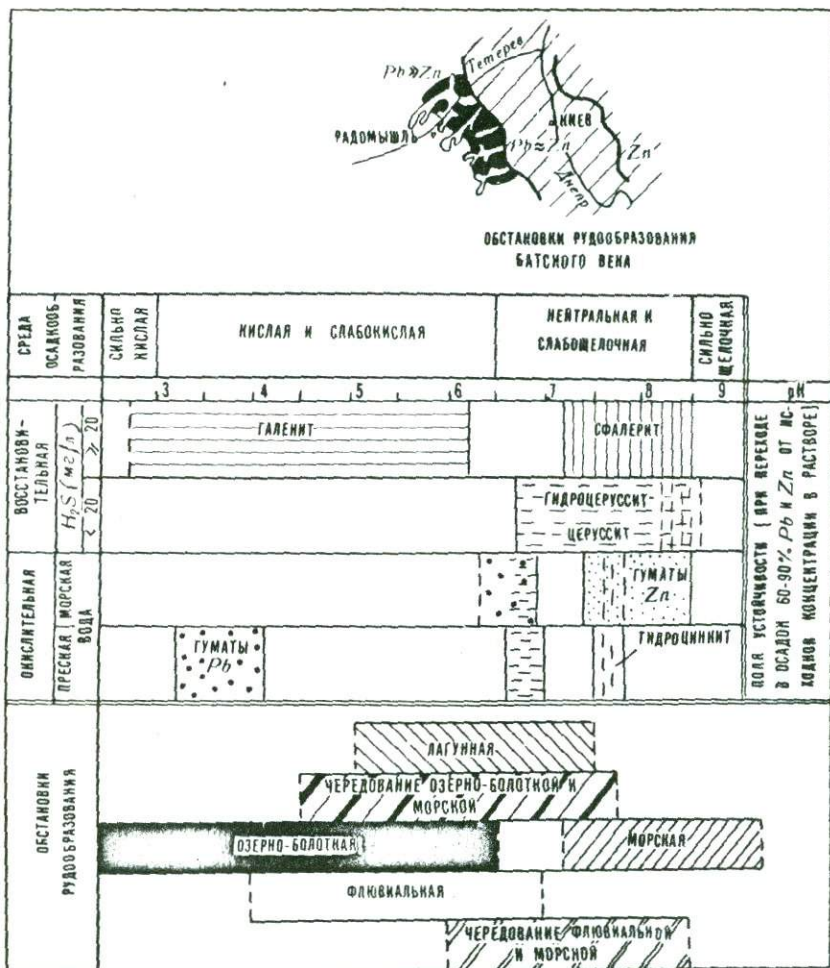


Рис. 26. Схема формирования латеральной зональности свинцово-цинкового оруденения в обстановках гумидного рудообразования

больших значений pH. При значительных концентрациях H_2S сульфиды свинца и цинка начинали соосаждаться уже в сильно кислых и кислых условиях, но максимальное количество галенита (от 60 до 90 % исходной концентрации металла в растворе) образовывалось в интервале pH < 3–6,2, а сфалерита – при pH 7,2–8,5.

Согласно представлениям о роли геохимических фаций-барьеров в концентрации металлов [115, 121 и др.] и о стадийности рудообразующего процесса [9, 86, 119, 142, 150 и др.] основные особенности условий миграции

Таблица 3.2. Щелочно-кислотные условия минералообразования свинца и цинка

Среда минералообразования		Комплексы (форма миграции элементов)	Градиент рН, при котором переходит в осадок 60–90% металла (исходной концентрации в растворе)	Минеральные формы осадка	
Пресная вода	Окислительная	Свинец-сульфатный	6,6–7,0	Церуссит, гидроцеруссит	
		Цинк-сульфатный	7,5–7,8	Гидроцинкит	
		Свинец-гуминовый* Цинк-гуминовый*	3,2–4,1 –	Гуматы свинца –	
Морская вода	Окислительная	Свинец-сульфатный	6,2–6,9	Гидроцеруссит, церуссит	
		Цинк-сульфатный	7,6–7,8	Гидроцинкит	
		Свинец-гуминовый	6,3–6,9	Гуматы свинца	
		Цинк-гуминовый	7,4–8,5	Гуматы цинка	
	Восстановительная Содержание сероводорода	3 мг/л	Свинец-сульфатный	6,7–8,5	Гидроцеруссит
		20 мг/л	Цинк-сульфатный Свинец-сульфатный	8,2–8,6 < 3,0–6,2	Гидроцинкит Галенит
		2 г/л	Цинк-сульфатный Свинец-гуминовый*	7,2–8,5 < 3,5	Сфалерит Галенит

*Однокомпонентные системы; остальные – поликомпонентные (только по катионам – свинцу, цинку, меди).

Примечание. Использованы данные Л.П.Листовой и Г.П.Бондаренко [94].

и концентрации свинца и цинка в зоне гумидного седиментогенеза можно проиллюстрировать табл. 3.3. Анализ фактического материала по Украинскому шиту с этих позиций позволяет наметить схему рудоконтролирующей зональности (рис. 27), которая определяет возможности выявления закономерностей локализации свинцово-цинкового оруденения в платформенных гумидных угленосно-терригенных формациях.

Повсеместный характер носил один из ведущих факторов – процесс сорбционной концентрации металлов; его пространственная локализация определялась фациальной дифференциацией сорбентов – гидроксидов железа, каолинита, монтмориллонита, лигнита, растительного детрита, торфа и пр. Этот процесс обуславливал создание аномального фона и микрорудных фаций свинца и цинка на стадии седиментогенеза и диагенеза.

Сорбция могла осуществляться из вод с кларковым, или близким к таковому, содержанием свинца и цинка соответственно $(3-8) \cdot 10^{-7}$ и $(5-20) \cdot 10^{-7}$ %, причем ее роль возрастала с повышением рН [154, 160, 171 и др.]. Сорбция поднимала порог концентрации металлов в рудообразующей системе, что обуславливало возможность реакции сероводорода и металлов с образованием сульфидов. При этом "сброс" металлов, вступив-

Таблица 3.3. Условия миграции и концентрации свинца и цинка в зоне гумидного седиментогенеза

Форма миграции свинца и цинка	Обстановка миграции	Геохимический барьер	Обстановка седиментации		Стадия рудообразования	
			континентальная			морская (pH > 7,0)
			Флювиальная (pH 4,0–7,0)	Озерно-болотная (pH < 3,0–6,5)		
Основные рудоцентрирующие процессы						
Комплексы: свинец-цинк-гуминовый свинец-цинк-фульватный свинец-цинк-сульфатный	Поверхностный сток Кислая, слабокислая и нейтральная окислительная среда	Сорбционный, щелочной	Сорбция Pb и Zn органическими и минеральными коллоидами Коагуляция Pb – Zn органических комплексов: гуматы Pb (3,2–4,1)* (6,3–6,9) гуматы Zn (7,4–8,5) фульваты Pb (2,5–6,8) фульваты Zn (7,8–8,4) Обменные реакции в системе наддонная вода ↔ иловый раствор ↔ осадок		Седиментогенез, диагенез	
Ионная Коллоидная	Подземный сток Глеевая кислая и нейтральная среда	Сероводородный, сероводородно-щелочной, сорбционный	Окислительно-восстановительные реакции перераспределения и концентрации Pb и Zn с образованием: сульфидов Pb (3,0–6,5) сульфидов Zn (7,2–8,5) карбонатов Pb (6,7–8,5) карбонатов Zn (8,2–8,6)		Диагенез	

* В скобках приведены значения pH, при которых образуется максимальное количество соединений свинца и цинка.

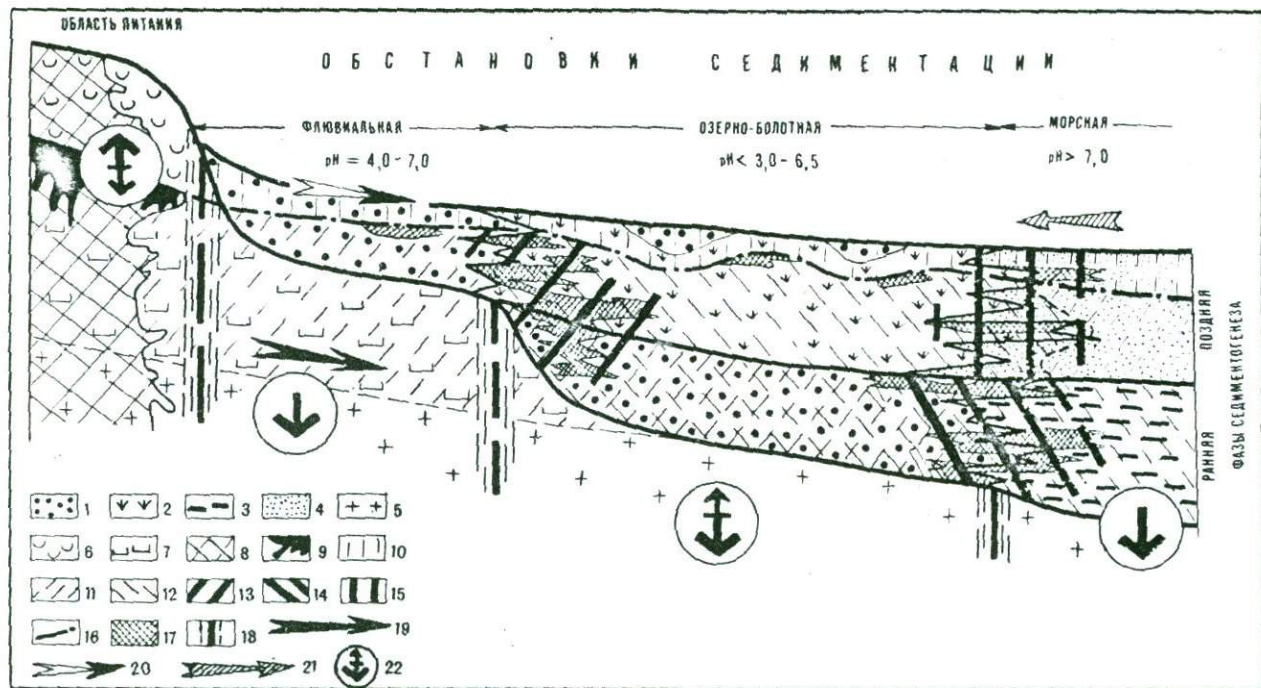


Рис. 27. Схема рудоконтролирующей зональности свинца и цинка.

Континентальные фации: 1 - флювиальные терригенные; 2 - озерно-болотные угленосно-терригенные; морские фации: 3 - углисто-глинистые терригенные; 4 - карбонатно-кремнистые терригенные; 5 - кристаллические породы; кора выветривания: 6 - каолинитовая; 7 - гидрослюдисто-монтмориллонитовая; зоны: 8 - минерализации; 9 - вторичного обогащения; геохимические обстановки: 10 - окислительная; 11 - глеевая; 12 - сероводородная; геохимические барьеры: 13 - сероводородный; 14 - сероводородно-щелочной; 15 - щелочной; 16 - граница окислительной и восстановительной обстановок; 17 - рудоносная зона; 18 - разломы; направление водного потока: 19 - подземного; 20 - поверхностного; направление: 21 - трансгрессии; 22 - вертикальных блоковых движений (большая стрелка - преимущественное)

ших в реакцию, вызывал восстановление сорбционных способностей сорбентов [171]. Кроме того, по мере образования сульфидов усиливалась контрастность процесса, так как аккумуляция свинца и цинка осуществлялась уже не только на сорбенте, но и на вновь образованных сульфидах.

Контрастным был щелочной барьер в зоне контакта металлоносных континентальных кислых гумусовых вод и щелочных морских, особенно при периодическом ощелачивании (не только поверхностном, но и грунтовом) прибрежных торфяников в периоды неоднократных кратковременных, пульсирующего типа, ингрессий и притивно-отливной миграции водных масс. Это имело место, например, в батский век на Радомышль-Киевской площади (бассейн рек Тетерев, Здвиж), а в апт-альбский век — в пределах Врадиевской, Ингулецкой, Молочанской и других впадин. Такие участки были наиболее благоприятными для аккумуляции свинца и цинка, так как под воздействием катионов морской воды металлоносные гуминовые комплексы коагулировали и выпадали в осадок. Барьер был протяженным и его пространственное положение можно трассировать по зоне фациального выклинивания морской формации, по присутствию аутигенных новообразований (глауконита, фосфорита, сидерита и др.) и морской органики в толще континентальной формации.

Слабо выраженный щелочной барьер существовал и во флювиальной обстановке при перепаде pH от 4 до 7. Но эта обстановка характеризовалась непостоянным и неустойчивым физико-химическим и гидродинамическим режимом. А поскольку свинец и цинк весьма подвижны и чутко реагируют на любые изменения равновесия среды, то сохранность возможных рудных концентраций была мало вероятной. Тем не менее при благоприятных оптимальных условиях — физико-химических, гидродинамических, фациальных, тектонических и других — образование и захоронение микрорудных концентраций было возможным. Кроме того, даже незначительное накопление карбонатов свинца и цинка в этих условиях повышало аномальный фон среды и усиливало его контрастность.

Следует упомянуть возможное металлоконцентрирующее значение и неустойчивого микрощелочного барьера, возникающего на этапе собственно диагенеза, когда в ходе физико-химического уравнивания илового осадка pH среды (по данным Н.М.Страхова [142]) колебалось от 6,8 до 8,5.

Возникновение и развитие устойчивого щелочного барьера на Радомышль-Киевской площади определялось присутствием здесь, в области питания, карбонатных пород тетеревской серии протерозоя. Этот барьер существовал как в самом субстрате, так и в латеральных и перекрывающих континентальных фациях байосского и батского возраста. В первом случае он мог способствовать вторичному обогащению субстрата микроэлементами в зоне гипергенеза. А в седиментационных обстановках, являясь отраженным или наложенным, вероятно, оказывал существенное влияние на порядок осаждения свинца и цинка, нарушая их латеральную зональность, что и наблюдается, в частности, в батской формации.

В концентрации свинца и цинка исключительная роль принадлежала реакционноспособному органическому веществу. Процессу концентрации металлов в фаціальных обстановках, обогащенных биогенноактивным органическим веществом, способствовало возникновение температурных аномалий, обусловленных выделением тепловой энергии анаэробного окисления, экзотермическими реакциями окисления карбонатов железа, взаимодействия углекислого газа с водой, автоокисления компонентов органического вещества и т.д. Температурные аномалии сопровождались аномальным содержанием активных компонентов – продуктов разложения органического вещества, например сероводорода [122]. По данным В.Р.Клер [83], среднее содержание серы в угленосных отложениях в 50 раз превышает кларк, а количество сульфидов, накопившихся на сероводородном барьере, достигает 30 %.

Масштаб восстановительных реакций с образованием сульфидов железа, свинца, цинка определялся микробиологической сульфатредукцией в глеевых условиях озерно-болотных, флювиальных, а также прибрежно-морских (заливных и лагунных) обстановок, сорбционной емкостью органических и минеральных компонентов и постоянным подтоком и разгрузкой металлоносных поверхностных и подземных (седиментационных) глеевых вод.

Источником сульфатной серы для сульфатредукции в гумидных ландшафтах являлись: а) воды ингрессировавших морей; б) сульфатные воды областей питания, которые формировались в предшествующих по времени аридных обстановках либо при кратковременной периодической аридизации климата в засушливые сезоны, накапливались и захоронялись, а затем перетекали по разломам в смежные бассейны седиментации; в) сульфатные воды, мигрировавшие по зонам разломов из районов с синхронными аридными или близкими к таковым условиям; г) сернокислые грунтовые воды зоны аэрации, формировавшиеся, по данным А.И.Перельмана [115], при окислении пород области питания, обогащенных сульфидами.

Существование сероводородного барьера определяло: образование пирит-сфалерит-галенитовой рудной ассоциации; контрастную концентрацию металлов с быстрым выклиниванием рудоносных фаций; значительные колебания мощности последних; локализацию оруденения в гравелитах, углистых песках и глинах, бурых углях, известняках, сидеритах; приуроченность оруденения к краевым и нижним зонам бывших торфяников и других фаций, концентрировавших органику; отсутствие строгой подчиненности оруденения микрофаціальной дифференциации; переход зоны оруденения из угленосных фаций в подстилающие или контактирующие по латерали (при незначительном удалении от контакта) водопроницаемые песчаные фации, не содержащие органической компоненты; связь минеральных или дисперсных форм свинца и цинка с трещинами синерезиса в углях с углефицированными и пиритизированными растительными остатками, сульфидами железа, меди и других элементов-спутников. Процесс рудообразования, ко-

торый мог привести к концентрации промышленно значимых масс металлов, определялся постоянством гидрогеологического режима, наличием обширной области питания и относительно локального, пролонгированного сероводородного барьера.

В зоне сочленения флювиальных и морских угленосно-терригенных фаций узких протяженных заливов формировался щелочно-сероводородный барьер, который обладал наличием комплекса признаков как сероводородного, так и щелочного барьера и характеризовался прерывисто-площадным развитием.

Наиболее благоприятными для локализации колчеданно-свинцово-цинкового оруденения были, таким образом, зоны сопряжения контрастных фациально-геохимических обстановок, которые могли быть удалены от источников питания на десятки и сотни километров [14].

Следует обратить внимание и на такой факт в седиментогенной истории свинца, как осадочный кларковый процесс, который мало зависит от геохимических обстановок и сводится к механическому переотложению тонких взвесей металла, обогащающих тонкодисперсные осадки [96]. Созданный таким образом повышенный металлогенический фон способствовал большей продуктивности дальнейших стадий рудообразования.

Итак, динамичный, длительный, прерывисто-непрерывный процесс аккумуляции и перераспределения свинца и цинка начинался на стадиях седименто- и диагенеза. Это подтверждается: палеогеографической и геоморфологической позицией свинцово-цинковых концентраций; определенной стратиграфической приуроченностью, формированием оруденения на стадиях развертывания трансгрессий; миграцией оруденения перед фронтом трансгрессирующего моря и, вследствие этого, омоложением минерализации; фациальной приуроченностью и связью концентраций с базальными горизонтами трансгрессивных формационных рядов, а отсюда и ритмичностью в строении продуктивных толщ; локализацией оруденения на аномальном фоне рудогенных элементов, имеющем площадное распространение; пространственной связью с источником рудного вещества в питающих провинциях; относительно простым и однообразным минеральным составом оруденения и его латеральной зональностью; участием рудного вещества в процессе его перераспределения в диагенетическом текстурообразовании.

Начальные стадии осадочного рудообразования считаются определяющими рудными стадиями [1, 9, 62, 119, 163, 169 и др.]. Тем не менее на дальнейших этапах эпигенеза возможно не только перераспределение рудного вещества, но и продолжение аккумуляции металлов по мере подтока металлоносных вод из области питания и при условии сохранности геохимических барьеров. Существует и другая точка зрения, согласно которой свинцово-цинковое оруденение сформировалось главным образом на стадии эпигенеза при осадочно-инфильтрационном типе рудообразования [43, 101 и др.].

Кроме того, обращает на себя внимание пространственная приуроченность свинцово-цинковых концентраций к зонам разломов, особенно четко

проявляющаяся для нижнемеловых формаций региона (см. рис. 23). Анализ разнообразных данных позволяет рассматривать эту связь со следующих позиций: выявлена определяющая роль разломов в формировании рудоконцентрирующих фаций (границы распространения, мощности и т.д.), морфологических и структурных элементов различного порядка и значимости (долины, впадины, барьеры-возвышенности), геохимических барьеров, направленных потоков миграции металлоносных поверхностных и подземных вод, в локализации эндогенной свинцово-цинковой минерализации и оруденения в древних комплексах Украинского щита, которые являлись источником рудного вещества для осадочного рудообразования. Разломы могли служить подводными каналами эпигенетических газовых, в частности сероводородных эманаций, которые поступали в бассейны седиментации из нижележащих погребенных углистых толщ, а также и со значительных глубин, создавая вдоль отдельных участков разломов сероводородный барьер. И, наконец, весьма вероятно роль разломов как проводников глубинных металлоносных растворов, но этот вопрос совершенно не разработан и требует дальнейших исследований.

Мы отдаем себе отчет в том, что при современном состоянии изучения проблемы формирования свинцово-цинкового оруденения нового типа, безусловно, существует ряд очень серьезных и обычно спорных вопросов, таких как источник рудного вещества, время формирования оруденения и др. Совершенно очевидно, что имеющийся фактический материал не позволяет ответить на них однозначно.

Выше было изложено представление автора об одном из возможных, на наш взгляд вполне вероятном, механизме накопления свинца и цинка в гумидных континентальных и морских обстановках на ранних стадиях литогенеза. Хотелось бы напомнить, что возраст детально и всесторонне изученного свинцово-цинкового оруденения юго-западного склона Украинского щита (по данным изотопных исследований С.В.Нечаева [107]) 600 млн лет, т.е. это время образования рудовмещающих вендских песчаников. Источником рудного вещества С.В.Нечаев считает архей-протерозойские комплексы фундамента щита.

3.2. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ГУМИДНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Историко-геологический анализ крупных платформенных регионов позволяет определить, как было показано на примере Украины, время максимального проявления континентального седиментогенеза и рудообразования, в течение которого региональный тектонический режим проявлялся в малоамплитудном преимущественном воздымании областей денудации на фоне общего погружения региона при относительно устойчивом прогибании бассейнов седиментации. Для тех и других характерны дифференцированные по знаку и амплитуде движения блоков различного порядка и величины.

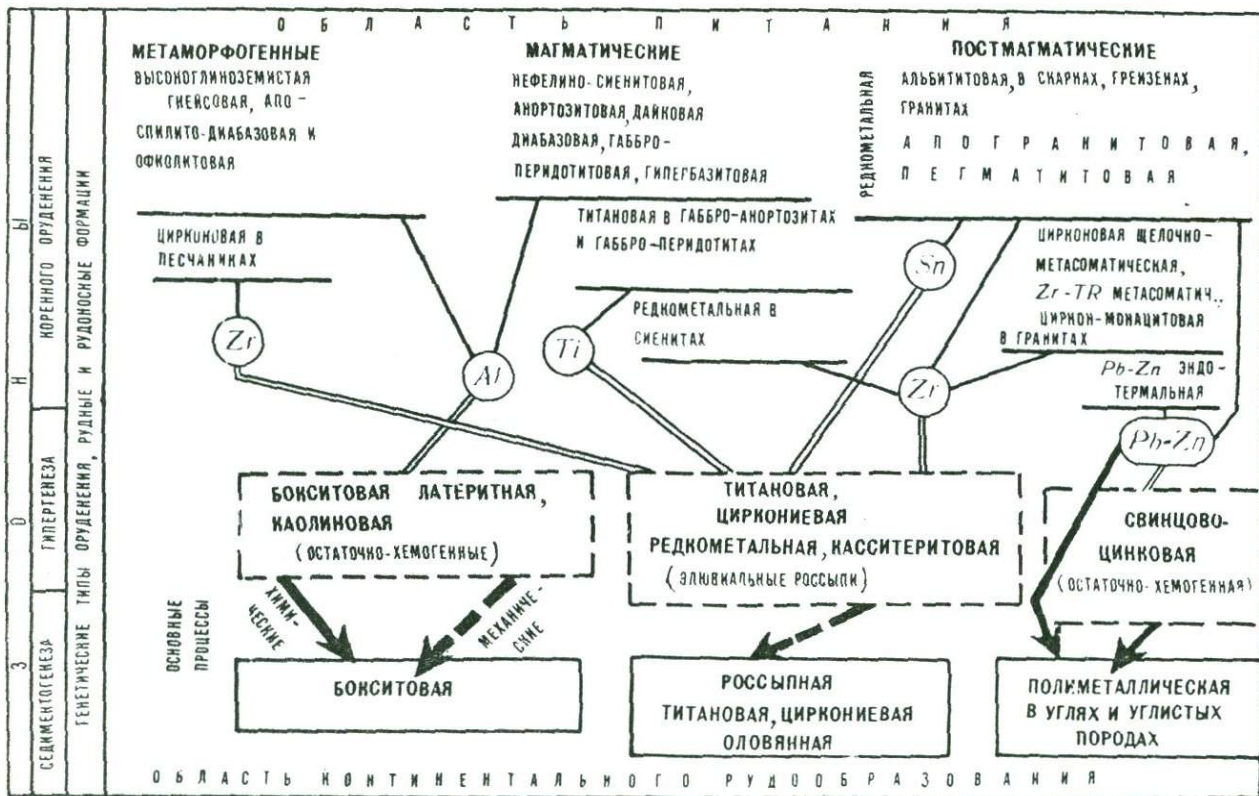


Рис. 28. Схема эволюции рудных компонентов в системе область питания – область континентального рудообразования

Континентальный гумидный седиментогенез и рудообразование осуществлялись при господстве тропического и субтропического климата в пределах аккумулятивных ландшафтов, которые формировались на стадиях становления трансгрессий, предшествовавших максимальной экспансии последних. Аккумулятивные ландшафты развивались в условиях центробежной миграции в направлении регионального поднятия, щита перед фронтом трансгрессировавших морей при постепенном последовательном наращивании аккумулятивных площадей. Устойчивыми районами аккумуляции были впадины и склоны поднятий щитов, а благоприятными рудоаккумулирующими структурами являлись связанные с зонами активизации наложенные впадины на региональных поднятиях, щитах, их склонах и сопредельных с ними участках обрамляющих регионов.

В процессе гипергенно-седиментогенной эволюции вещества реализация потенциальных возможностей области питания начиналась на этапе корообразования. Геохимическая и минеральная специализация пород области питания, характер ландшафтов и процессов выветривания, химические свойства тех или иных элементов определяли поведение последних в зоне гипергенеза. Это обуславливало мобилизацию и дифференциацию механогенной и хемогенной (в том числе и рудогенной) компоненты в пределах питающих провинций и в конечном счете – литологические, геохимические и металлогенические особенности коррелятивных корообразованию осадочных рудоносных толщ (рис. 28). Обязательным условием для образования осадочных рудных концентраций являлось периодическое обновление экспозиции коренного оруденения, сопровождавшееся формированием металлоносных кор выветривания, а также переходом рудных компонентов в подвижное состояние и их выносом в бассейны седиментации. Большое значение для выщелачивания некоторых металлов (например, алюминия) имело кислое гидроморфное озерно-болотное выветривание. Известные на Украинском щите экзогенные рудоносные площади различной значимости латерально связаны с соответствующими коренными источниками.

Вероятно, определяющим в становлении процессов рудообразования на ранних стадиях развития трансгрессии (после различной продолжительности аридноклиматических перерывов в осадконакоплении) являлся и тот факт, что происходила смена геохимических обстановок – аридной щелочной на гумидную окислительную кислую. А значит, эпохе глубокого химического преобразования вещества в гумидных обстановках, реализовавшегося в ходе кислого каолинового корообразования, предшествовала проработка субстрата в аридных условиях. Это имело значение для развития латеритов и экзогенного накопления цветных и других металлов. Рудоконтролирующее значение этого фактора отмечают и многие другие геологи [9, 73 и др.].

Результатом синхронного (в диапазоне века) взаимодействия и взаимовлияния процессов гипергенеза, континентального и морского седиментогенеза являлось образование латерального формационного ряда (рис. 29, 30):



Формирование ряда происходило в специфических фашиально-геохимических обстановках, которые определяли его рудоконтролирующую зональность на разных стадиях литогенеза и типоморфные рудные минеральные ассоциации.

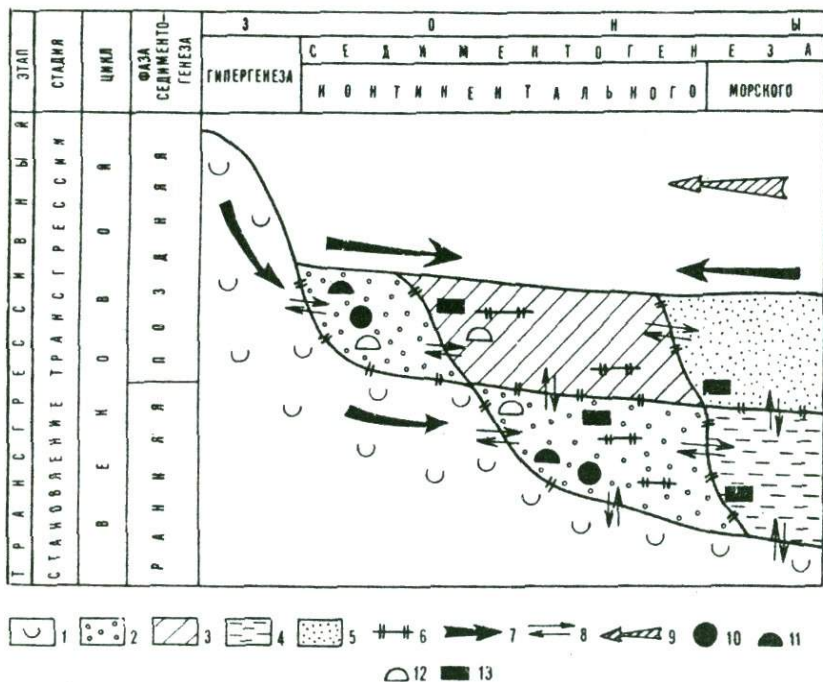


Рис. 29. Схема синхронного латерального формирования ряда:

1 – формация коры выветривания; субформации континентальной формации: 2 – терригенная или бокситоносно-углистая терригенная (фашии флювиальной группы генетических типов отложений); 3 – угленосно-терригенная (фашии озерно-болотной группы генетических типов отложений); субформации морской формации: 4 – углисто-глинистая терригенная (фашии заливно-прибрежные); 5 – карбонатно-или кремнисто-терригенная; 6 – геохимические барьеры; межформационные связи: 7 – миграция и дифференциация вещества; 8 – физико-химическое воздействие сред и обстановок; 9 – направление трансгрессии; рудные проявления: 10 – россыпные (ильменит, рутил, циркон, касситерит); 11 – бокситы и бокситовые породы; 12 – высокоглинозистые каолины; 13 – свинцово-цинковая минерализация

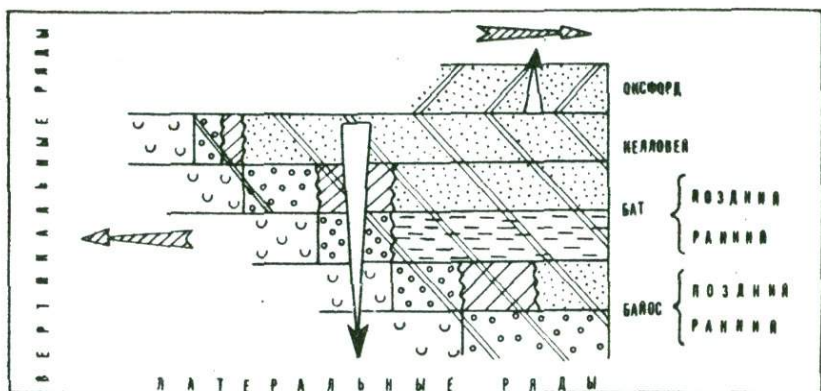


Рис. 30. Диаграмма формационных рядов (на примере юрского комплекса).

Формации: 1–5 – см. рис. 29; стадии: 6 – трансгрессивная; 7 – регрессивная; направления: 8 – трансгрессии; 9 – регрессии; 10 – движения области седиментации (преимущественное)

Цикличность платформенного этапа развития различных порядков обуславливала неоднократную периодическую повторяемость латеральных рядов, в результате чего формировались вертикальные формационные ряды, базальным членом которых становились рудоносные континентальные формации (см. рис. 29), фиксирующие сопряженность уровня рудообразования и локализации полезных ископаемых со стратиграфическими перерывами и несогласиями.

Одноплановость тектоно-седиментационного развития, проявлявшаяся с вековым периодом цикличности через физико-географические условия и тектонический режим, вызывала неоднократное возникновение однотипных континентальных обстановок, что приводило к образованию однотипных, но не тождественных формаций. Колебательные движения седиментационной области, как и региона в целом, определяли общие типичные черты формаций; блоковые тектонические движения в значительной степени обуславливали индивидуальность формаций, их отличительные черты, характерные фациальные профили, границы распространения. Основной состав минеральных, в том числе рудных, ассоциаций континентальных толщ определялся составом разрушаемых пород питающих провинций; специфический отпечаток на минеральный облик формаций накладывало аутигенное минералообразование, которое характеризовало условия седиментогенеза и дальнейших процессов литогенеза в зависимости от физико-химических особенностей бассейнов седиментации.

Первая половина каждого века (ранняя фаза седиментогенеза) харак-

теризовалась резко дифференцированными по амплитуде и направлению движениями блоков, которые в областях денудации стимулировали эрозионную деятельность древних рек и обуславливали образование в зоне гипергенеза большого количества кластогенного материала. Значительная его часть осаждалась в долинах повышенной аккумулятивной равнины, где формировалась флювиальная группа генетических типов отложений. Тонкозернистая и глинистая компонента твердого поверхностного стока, большое количество растительного детрита и химически подвижное вещество выносились в морские заливы ингрессировавшего моря, где накапливались углисто-глинистые и углисто-песчаные толщи. Определенная часть мигрировавших в различных формах металлов сорбировалась во флювиальных фациях.

Вторая половина века (поздняя фаза седиментогенеза) характеризовалась более сложным физико-географическим и физико-химическим состоянием среды. В зоне гипергенеза интенсифицировались химические процессы, стабилизировалось формирование полных, в том числе латеритных, профилей выветривания. В обстановку континентальной седиментации, как правило, дополнительно вовлекались новые площади, на которых формировались повышенные флювиальные участки аккумулятивной равнины. Предшествующая флювиальная равнина в связи с изменением режима блоковых движений и базиса эрозии превращалась в заболоченную низменность. Медленное погружение седиментационной области в целом, сопровождавшееся на заболоченной низменности осадко- и торфообразованием на отметках, близких к уровню моря; подравнивающие движения блоков в пределах низменности; положительные движения в области питания, компенсирующие денудацию и вынос, — вот оптимальные условия эпохи угленакопления.

На флювиальных участках у границы зоны континентальной седиментации в долинах осаждалась часть кластогенной составляющей. На прибрежную заболоченную низменность, где формировалась озерно-болотная группа генетических типов отложений, реки выносили минеральную составляющую твердого стока, часто в виде тонкой взвеси, растительный детрит и мигрировавшие в кислой окислительной поверхностной обстановке различные металлы. Локальные изменения базиса эрозии и (или) гидродинамического режима рек и озер фиксировались прослоями песчаного и гравийного материала. В море поступала кластическая и глинистая составляющие твердого стока; происходила садка карбонатов, кремнезема, алюминия, железа. Потенциально рудоносными являлись участки резкого изменения физических, физико-химических и гидродинамических условий.

Флювиальные обстановки фронтальной части аккумулятивных равнин в раннюю и позднюю фазы седиментогенеза соответствующих вековых диапазонов являлись районами россыпе- и бокситообразования, генетически связанного с аккумуляцией флювиальной терригенной субформации. Существенную роль в формировании бокситов играл процесс вторичной бокситизации или долатеритизации осадочной смеси обломочного материала в субэриальных условиях.

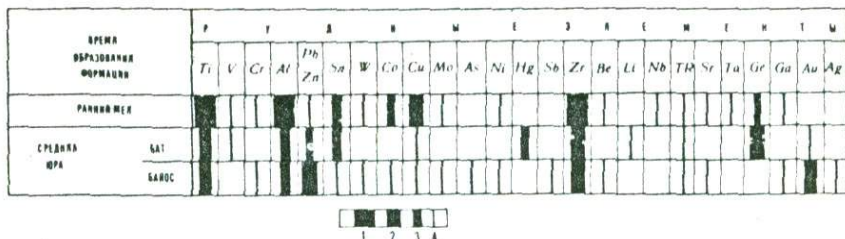
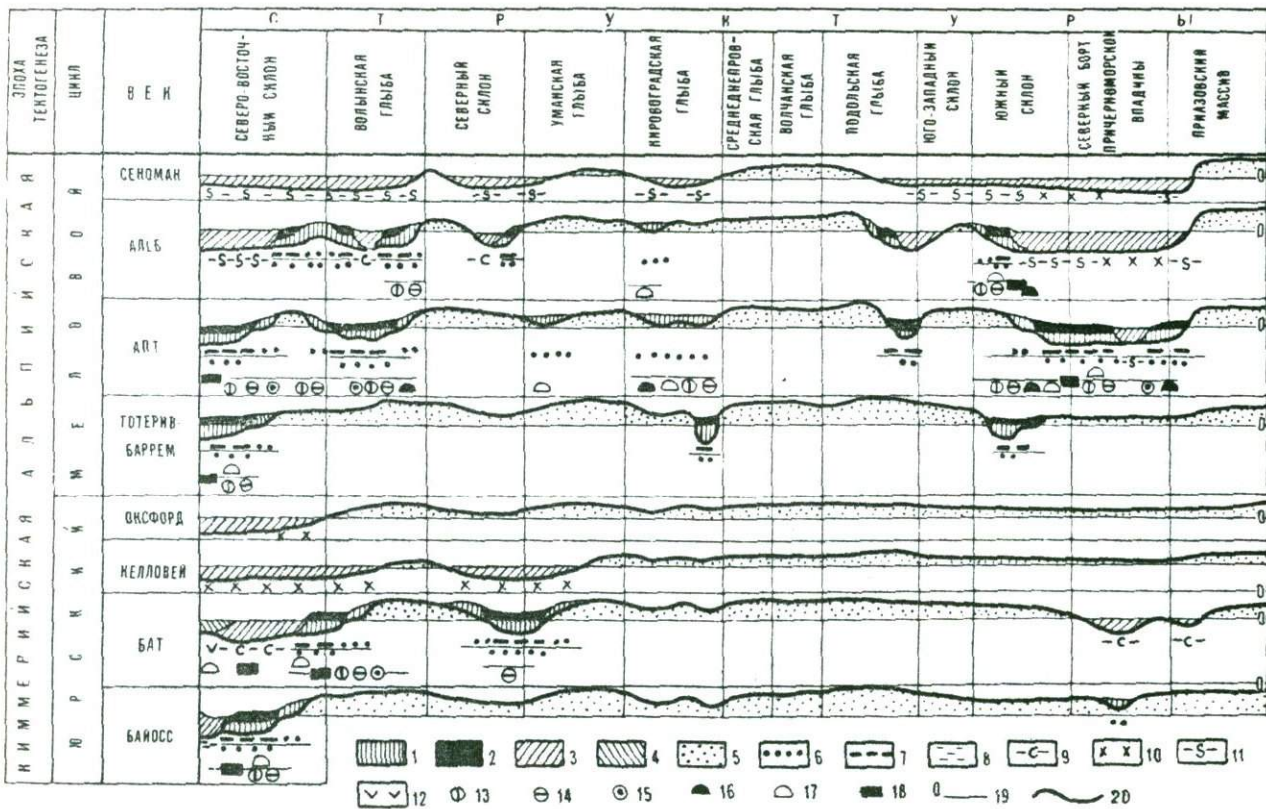


Рис. 31. Распределение концентраций рудных элементов в континентальных формациях раннемелового и среднюрского возраста.

Масштаб концентраций: 1 – месторождение; 2 – рудопроявление; 3 – точка минерализации; 4 – геохимическая или шлиховая аномалия

В раннюю и позднюю фазы седиментогенеза поверхностные, грунтовые и подземные воды выносили в бассейны седиментации большое количество хемогенного, в том числе рудного, материала. Для алюминия наиболее благоприятной средой миграции являлись кислые и сильнокислые гумусовые поверхностные и грунтовые воды, а также щелочные глеевые подземные воды, причем последним принадлежала весьма значительная роль. Для миграции свинца и цинка характерны были кислые, слабокислые и нейтральные окислительные и глеевые условия.

Наиболее контрастная аккумуляция свинца и цинка осуществлялась на сероводородном, щелочном, щелочно-сероводородном, а глинозема — на кислом, щелочном и глеевом геохимических барьерах; реакционная способность барьеров и контрастность рудообразующих процессов усиливалась за счет постоянного подтока металлоносных вод. При этом исключительная роль принадлежала органическому веществу и процессу сорбции. Последний способствовал подъему уровня концентрации металлов в рудообразующей системе, так как обуславливал извлечение металлов из вод с их кларковым или близкларковым содержанием. Участие же органического вещества весьма многообразно, а озерно-болотные, старичные, прибрежно-морские мелкозаливные и лагунные ландшафты, которые являлись обстановками высокой его концентрации, обладали повышенной реакционной способностью. Обогащение среды рудным материалом начиналось уже в процессе образования, переноса и разрушения металлоорганических соединений на стадии седиментогенеза. В анаэробную фазу диагенеза и экзодиагенеза биогенноактивное органическое вещество проявляло себя как восстановитель и сорбент, как генератор газовых эманаций и органических продуктов разрушения, вступавших во все новые реакции комплексообразования, кроме того, оно являлось средой для жизнедеятельности сульфатредуцирующих и анаэробных бактерий, что определяло формирование сероводородного или глеевого барьеров. Необходимо еще раз подчеркнуть роль гидроморфного озерно-болотного выветривания в выщелачивании из пород субстрата таких металлов, как алюминий.



Следовательно, поздняя фаза седиментогенеза, в которую происходило заболачивание некоторой, иногда значительной, части аккумулятивной равнины — это время наиболее активного проявления хемогенных процессов в экзогенной рудообразующей системе. В течение этой фазы формировались бокситы и гиббситоносные каолины озерно-болотного генетического типа, а также концентрации свинца, цинка и других редких и рассеянных элементов, связанные с углистыми фациями.

Определяющими рудными стадиями для хемогенных процессов являлись седименто- и диагенез (экзодиагенез). На начальных стадиях диагенеза в восстановительной среде озерно-болотных и старичных илов комплексы рудогенных элементов в ходе обменных реакций претерпевали перераспределение и выпадали в осадок с образованием различного масштаба рудных концентраций. Однако вертикальное и латеральное перераспределение подвижных металлов, а также их аккумуляция могли продолжаться и на стадиях эпигенеза (в случае сохранности геохимических барьеров и подтока металлоносных вод).

Континентальный рудогенез являлся механогенным и хемогенным; однако фиксируется четкая дифференциация указанных типов в их рудообразующем значении. Так, образование россыпей подчинялось механическим процессам, минералов свинца и цинка — в основном химическим, а осадочное накопление глинозема носило полигенный характер.

В континентальном рудообразовании в среднеюрскую и раннемеловую металлогенические эпохи участвовали титан, цирконий, алюминий, олово, свинец, цинк и другие элементы, с образованием концентраций различных масштабов (рис. 31).

Способ и условия образования рудных концентраций определяли латеральную внутрiformационную зональность рудных генотипов: флювиальные терригенные субформации вмещают россыпные концентрации минералов, содержащих титан, цирконий, олово и другие элементы, залежи бокситов и высокоглиноземистых каолинов аллювиального, склонового и склоново-аллювиального генотипов; озерно-болотные угленосно-терригенные субформации — залежи глинистых бокситов и высокоглиноземистых каолинов соответствующего генотипа, свинцово-цинковую и другую редкометалльную минерализацию. Последние характерны и для флювиальной, и прибрежно-морской субформаций. В общих чертах прослеживается соответственно и синхронный латеральный ряд рудных формаций: россыпная и боксито-

Рис. 32. Схема эволюции региона.

Тип седиментации: 1 — континентальная в пределах флювиальной равнины; 2 — континентальная в пределах заболоченной низменности; 3 — морская; 4 — лагунная; 5 — корообразование и денудация; *континентальные субформации:* 6 — флювиальная терригенная; 7 — озерно-болотная угленосно-терригенная; *морские формации:* 8 — терригенная; 9 — карбонатно-терригенная; 10 — кремнисто-карбонатно-терригенная; 11 — кремнисто-терригенная; 12 — лагунная углисто-терригенная; *рудные провалы:* 13 — титан; 14 — цирконий; 15 — олово; 16 — бокситы; 17 — высокоглиноземистые каолины; 18 — цинк и свинец; 19 — уровень моря; 20 — эпэйрограмма

вая – во фронтальной части континентального бассейна, полиметаллическая и бокситовая – в прибрежной; при этом следует учитывать, что бокситовая рудная формация в различных частях ряда представлена различными генотипами.

Цикличность развития и тектоно-палеогеографический режим обуславливали вертикальную зональность разновозрастного оруденения при центростремительной его миграции на определенных стадиях металлогенических эпох.

На примере общей схемы эволюции центральной части Украины (рис. 32) показан пространственно-временной характер тектонических движений и обусловленные ими процессы аккумуляции или денудации, наращивание или сокращение площадей континентальной и морской седиментации и их миграция, распространение и взаимоотношения гипергенных, флювиальных, озерно-болотных и морских условий. Четко выделяются временные интервалы, в течение которых осуществлялись континентальная седиментация и рудогенез, периоды их экстремальных проявлений, пространственно-временная локализация, латеральная и вертикальная зональность. Достаточно очевидно, что гумидное континентальное рудообразование связано с началом развития трансгрессивных стадий соответствующих тектоно-магматических циклов и, следовательно, рудовмещающими являются континентальные базальные формации трансгрессивных рядов. Подтверждается и фактор сохранности рудных концентраций: консервация оруденения происходила тогда, когда рудоносные толщи перекрывались последующими, особенно морскими, отложениями.

Данные формационного анализа показывают, что благоприятное сочетание комплекса региональных и локальных факторов – тектонического режима, климата, структурного плана и его морфологических особенностей, наличия бассейнов седиментации и постоянных источников питания с их экспозицией, синхронной седиментогенезу, физико-химических и физических параметров – определяло рудообразующие возможности отдельных районов, которые максимально проявились на определенных отрезках времени, получивших металлогеническое значение. Возможность реализации рудообразующего процесса могла осуществляться только в химически и физически контрастных обстановках. Условия процесса, тип рудных формаций, их строение и продуктивность, конкретные закономерности локализации оруденения определялись параметрами господствующих фациально-геохимических обстановок в зонах седиментогенеза и гипергенеза.

Становятся очевидными закономерности размещения рудных концентраций во времени и пространстве в ходе историко-геологического развития региона. Для центральной, платформенной, части Украины наиболее продуктивными были батский, байосский, апт-альбский и в меньшей мере готерив-барремский века. Наибольший интерес представляют Волынская и Кировоградская глыбы Украинского щита и его северо-восточный и южный склоны, северный борт Причерноморской впадины, меньшее значение имеют Уманская глыба и северный склон щита.

ГЛАВА 4. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

4.1. РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ И ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Итогом металлогенического анализа, который мы, как и большинство исследователей (Я.Н.Белевцев, Ю.А.Билибин, В.Г.Грушевой, К.Б.Ильин, В.Т.Матвеевко, А.В.Орлова, А.И.Семенов, Ю.Г.Старицкий, Е.Т.Шаталов, А.Д.Щеглов и др.), понимаем как анализ рудоконтролирующих факторов с историко-геологических позиций, является металлогеническое районирование региона и его прогнозная оценка.

Возможность реализации экзогенного рудообразующего процесса, характер оруденения и его локализация определялись всей историей геологического развития синхронной экзогенной рудогенерирующей системы, которая включала не только бассейн седиментации, но и его питающую провинцию. Возможность формирования потенциально рудоносного фациально-геохимического латерального ряда соответствующей системы в определенном возрастном диапазоне – объеме века – определила методику поэтапного, в исторической последовательности, металлогенического анализа синхронных полигенных формаций.

Такой подход позволил выявить для центральной, платформенной, части Украины те временные интервалы эволюции экзогенной системы, которые по совокупности проявлений благоприятных условий рудообразования приобретали значение металлогенических. Таковыми в мезозое для региона являлись байосский и батский века среднеюрской эпохи, альбский, аптский и, в меньшей мере, готерив-барремский века раннемеловой эпохи [46, 51, 101].

Эпохи по времени соответствовали тем стадиям тектоно-седиментационных циклов, на которых происходило разворачивание трансгрессии и формирование синхронных обрамляющих континентальных аккумулятивных равнин (рис. 33, см. рис. 32). Поскольку рудоаккумулирующие обстановки мигрировали во времени и пространстве, то границы металлогенических эпох для конкретных структур смещались во времени. Так, на северо-восточном склоне Украинского щита среднеюрская металлогеническая эпоха началась в раннем байосе, закончилась в позднем бате, а на Волынской глыбе и северном склоне охватила ранний и поздний бат. Поэтому рудообразующий процесс и формирование парагенезов рудных формаций в течение одной металлогенической эпохи проявлялись в пространстве, как правило, прерывисто. Например, в байосском веке рудообразование происходило в нижней части северо-восточного склона, а в батском – в верхней части этого склона, на Волынской глыбе и северном склоне. Локализация континентального

оруденения в конкретных временных интервалах (эпоха, век) подтверждаются проведенным анализом разнообразных региональных и локальных факторов, в числе которых выявлены рудоконтролирующие (табл. 4.1). Выделенные парагенезы рудных формаций подчинены тем общим и частным закономерностям локализации во времени и пространстве, которые сформировались в ходе всей истории геологического развития региона.

Результаты металлогенического анализа отражены на картах, которые являются, по сути дела, картами определенного комплекса рудоконтролирующих факторов. Хотелось бы напомнить, что для байосского, батского и раннемелового (готерив-барремского, аптского и альбского) времени развития центральной, платформенной, Украины нами составлен следующий комплект карт: структурно-палеотектоническая, палеогеографическая с элементами реконструированного рельефа, структурно-формационная, литолого-фациальная, карта размещения полиметального (алюминия, титана, циркония, олова, свинца, цинка) экзогенного оруденения, а также полихронные карты россыпей, бокситоносности, свинцово-цинкового оруденения. Все эти карты объединяют пространственно-временные закономерности локализации рудных полезных ископаемых различных видов и генетических типов и их межформационные связи. Последовательные (во времени) комплекты таких карт выявляют эволюцию этих закономерностей и связей и металлогеническое значение определенных возрастных интервалов. Кроме того, эти карты позволяют установить степень рудоносности отдельных площадей в зависимости от того или иного комплекса рудоконтролирующих факторов.

Анализ выявленных закономерностей размещения оруденения различных генетических типов в конкретных условиях определенных рудных районов и последующий синтез комплекса полученных данных в масштабе всего региона определили возможность металлогенического районирования с выделением соподчиненных площадей различного ранга.

На схеме металлогенического районирования (рис. 34) выделены седиментационно-металлогенические области и рудные районы с фактическим и возможным распространением рудных формаций, образование которых происходило в раннемеловую и среднеюрскую металлогенические эпохи на Украинском щите, его склонах и сопредельных площадях обрамляющих структур. Районирование произведено с учетом металлогенической специализации областей питания, которые входят в контур рудоносных или потенциально рудоносных площадей различных градаций, и конечных водоемов стока.

Таким образом, седиментационно-металлогенические области отражают существование конкретных экзогенных рудогенерирующих систем, развитие которых обуславливало образование латеральных рядов месторождений полезных ископаемых, и в частности, континентальной их составляющей. Внешние границы седиментационно-металлогенических областей соответствуют положению главных водоразделов в мезозое; со стороны конечного

Таблица 4.1. Условия образования и локализации экзогенных рудных формаций

Рудоконтролирующие факторы	Россыпные: титановая, циркониевая, оловянная	Колчеданно-свинцово-цинковая в углях и углистых породах	Бокситовая
Климатический	Гумидный тропический и субтропический климат со сменой дождливых и сухих сезонов		
Геотектонический	Области умеренной тектонической активизации древних платформ – региональные поднятия, щиты, их склоны и сопредельные участки обрамляющих структур. На форе общего погружения региона прерывисто-непрерывные дифференцированные по амплитуде и знаку движения блоков (в области седиментации – преимущественно отрицательного знака, в питающих провинциях – положительного)		
Структурный	Наложённые грабен-впадины, связанные с зонами активизации региональных поднятий, щитов, их склонов и сопредельных районов обрамляющих структур		
Палеогеографический	Трансгрессивная стадия тектоно-седиментационных циклов. Этапы развертывания трансгрессии, предшествовавшие максимальной ее экспансии. Аккумулятивные равнины и прибрежные заболоченные низменности, которые мигрировали в направлении поднятий перед фронтом трансгрессировавших морей и обрамляли выходы пород фундамента. Колмисто-равнинные ландшафты областей денудации и аккумуляции		
Формационный	Континентальные угленосно-терригенные формации (флювиальные терригенные и озерно-болотные угленосно-терригенные субформации)	Прибрежно-морские карбонатно-терригенные формации	Континентально-морские лагунные углисто-терригенные формации
Литолого-фациальный	Сероцветные, в меньшей степени пестроцветные терригенные флювиальные комплексы фаций – гравий, галька, пески, каолины, бокситы, глины, песчаники Угленосно-терригенные сероцветные фации озер, болот, торфяников, заболоченных низовьев рек – углистые пески, глины, каолины, глинистые бокситы, бурые угли		
		Прибрежно-заливные, лиманские сероцветные фации – углистые пески, глины, известняки, сидериты, песчаники	Терригенные озерно-карстовые фации – глинисто-обломочные песчаные породы, пески, глины, каолины, бокситы. Лагунные фации – углистые пески и глины с прослоями бурого угля, известняка, сидерита
Геоморфологический: рудоаккумулярующие элементы рельефа	Участки изменения направления долин и переуглубления их тальвегов, сочленение разнонаправленных притоков, оперяющие притоки высоких порядков, овраги, суходольные понижения	Древние речные долины с расчлененными бортами Озерно-болотные понижения,	Овраги, суходольные понижения, ложа временных водотоков, оперяющие притоки высоких порядков, высокие поймы старицы, заболоченные поймы Озерно-карстовые депрессии, лагуны
рельеф дорудной поверхности:	максимальные высоты в области денудации, м	175–325 (соответственно альбский и байосский века для Украинского щита)	
	перепад высот на границе денудационных и аккумулятивных равнин, м	30–100	
	то же в пределах аккумулятивных равнин, м	от 0 до 130	
	Оптимальная высота рудоаккумулярующей поверхности, глубина рудоаккумулярующих наложенных впадин, м	30–100	50–150

Рудоконтролирующие факторы	Россыпные: титановая, циркониевая, оловянная	Колчеданно-свинцово-цинковая в углях и углистых породах	Бокситовая
оптимальная глубина эрозионного расчленения, м	40–80		40–100
Дальность переноса рудного материала, км	0–20–30		Несколько километров, редко 20–25 (для бокситовой компоненты)
Гидродинамический	Бассейны с активной динамикой поверхностных, грунтовых и подземных вод зон аэрации и активного водообмена. Разгрузка грунтовых и подземных вод в районах континентальной и морской седиментации		
Гидрогеохимический (среда миграции рудного материала):			
поверхностный и грунтовый сток		Окислительная нейтральная, слабокислая и кислая гумусовая среда	Окислительная кислая и сильнокислая гумусовая среда
подземный сток		Кислая, слабокислая и нейтральная глеевая среда	Щелочная глеевая среда
Фациально-геохимический (среда рудообразования) – геохимические барьеры		<p><i>Сорбционный</i> – органические и минеральные коллоиды, гидроксиды железа, каолинит, монтмориллонит, растительный детрит, торф и др.</p> <p><i>Сероводородный</i> – контакт окислительных и восстановительных (углистых) фаций – краевые зоны торфяников, бо-</p>	<p><i>Кислый</i> – фации сильно расчлененных склонов долин</p>
		<p>ных торфяников морскими водами, наличие карбонатных пород в субстрате, нейтрализация кислых металлоносных вод во флювиальных и озерных обстановках</p> <p><i>Щелочно-сероводородный</i> – зона сочленения флювиальных и восстановительных, со- и морских (лиманно-заливных) фаций</p>	<p><i>Глеевый</i> – контакт окислительных и восстановительных, содержащих органический материал, озерно-болотных и флювиальных фаций</p>
Условия сохранности рудных концентраций	Пострудная аккумуляция озерно-болотных фаций (для россыпей и флювиальных бокситов) и морских осадков последующей трансгрессии (для всех рудных концентраций). Отсутствие пострудных размывов, обусловленных блоковыми движениями положительного знака и значительной амплитуды		
Источник рудного вещества: рудные и рудоносные формации фундамента шита	Алюмосиликатные породы фундамента региональных поднятий, шитов		
	Титановая в габбро-анортозитах и габбро-перидотитах. Циркониевая в песчаниках, щелочно-метасоматическая, циркон-монацитовая в гранитах и др. Редкометалльные в скарнах, грейзенах, гранитах, альбититовая, апогранитовая, пегматитовая	Свинцово-цинковая эндотермальная	Высокоглиноземистая гнейсовая, анортозитовая, габбро-перидотитовая, диабазовая, гипербазитовая, нефелин-сиенитовая и другие формации, в том числе кислого и среднего ряда
Условия мобилизации и дифференциации вещества	Процесс корообразования каолинитового типа Латеритного типа		

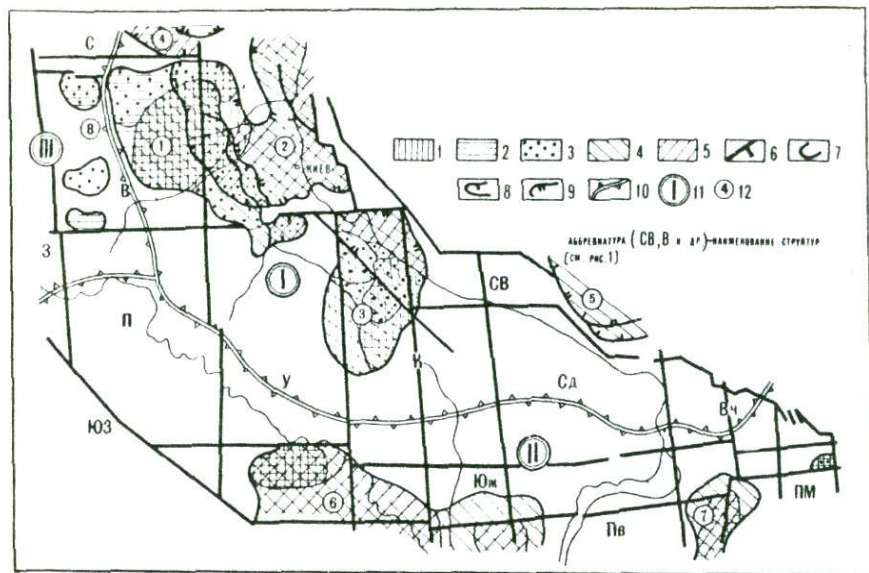


Рис. 34. Схема металлогенического районирования мезозойского осадочного чехла.

Площади распространения типов рудных формаций: 1 — титановой; 2 — цирконовой; 3 — оловянной (1–3 — россышные); 4 — бокситовой; 5 — полиметаллической; 6 — зоны активизации; контур формации: 7 — раннемеловой эпохи; 8 — батского века; 9 — байосского века; 10 — границы седиментационно-металлогенических областей; 11 — площади седиментационно-металлогенических областей (римские цифры в кружках: I — бассейна Днепровско-Донецкой впадины; II — бассейна Причерноморской впадины; III — бассейна Припятской впадины); 12 — рудные районы (арабские цифры в кружках: 1 — Коростенский; 2 — Чернобыль-Белоцерковский; 3 — Смелянский; 4 — Слобечанский; 5 — Кобелякский; 6 — Врдиевско-Ингулецкий; 7 — Молочанский; 8 — Червоноармейский)

водоема стока области не оконтурены. Площади рудных и рудоносных районов почти повсеместно вписываются в контуры основных рудоаккумулирующих структур, т.е. наложенных впадин. Названия седиментационно-металлогеническим областям даны по конечному бассейну стока, а рудным районам — в основном по рудоаккумулирующим структурам.

Карта металлогенического районирования платформенного чехла либо определенной его части (например, мезозойской) отражает и суммирует результаты последовательного анализа комплекса рудоконтролирующих факторов, проявление которых во времени и пространстве определяло закономерности размещения оруденения различных генетических типов. Эта карта является, по существу, прогнозно-металлогенической. Она выявляет как общие черты, так и различия рудоносных площадей (районов, областей). А это — путь к дифференцированному анализу особенностей, т.е. путь к металлогеническим исследованиям рудных районов, к конкретной и локализованной во времени и пространстве прогнозной оценке региона.

4.2. ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПЛОЩАДЕЙ

Седиментационно-металлогеническая область бассейна Днепровско-Донецкой впадины. В состав области входят северо-восточный склон Украинского щита, западная половина Волынской глыбы и северного склона, большая часть Уманской, Кировоградской, Среднеднепровской и Волчанской глыб, северо-восток Подольской глыбы. В географическом отношении это бассейн р. Днепр от низовьев р. Припять до г. Запорожье (в основном правобережье и неширокая полоса вдоль левого берега).

Область питания седиментационно-металлогенической области представлена породами овручской, тетереvской, ингуло-ингулецкой, криворожской, росинско-тикичской серий, пержанского, коростенского, кировоградско-житомирского, звенигородского, днепровского комплексов архей-протерозойского возраста и связанными с ними рудными и рудоносными формациями — титановой габбро-анортозитовой, высокоглиноземистой гнейсовой и анортозитовой, редкометальными апогранитовой, пегматитовой, щелочно-метасоматической, в скарнах, гранитах, грейзенах и др. Мобилизация рудного вещества в процессе корообразования определила глиноземную, титановую, циркониевую, оловянную и свинцово-цинковую специализацию питающей провинции, причем основное значение для области имеют титановая габбро-анортозитовая и глиноземсодержащие формации.

Сингенетическая и синдиagenетическая фиксация материала разрушавшихся рудоносных кор в континентальных обстановках происходила в среднеюрскую и раннемеловую эпохи. Континентальные угленосно-терригенные формации этого возраста характеризуются глиноземной, цирконий-менитовой и касситеритовой россыпной, а также сфалерит-галенитовой вкрапленной минерализацией. Основное значение в настоящее время имеет титановая россыпная рудная формация раннемелового возраста, локализованная в двух районах. Бокситорудная формация развита более широко; ее потенциальные возможности выясняются. Значение остальных рудных формаций не изучено.

В пределах седиментационно-металлогенической области выделяется пять районов: Коростенский, Чернобыль-Белоцерковский, Смелянский, Словечанский, Кобелякский.

К о р о с т е н с к и й р а й о н приурочен к одноименной впадине, расположенной в восточной части Волынской глыбы и на сопредельной площади верхней части северо-восточного склона. Он ограничен Северо-Украинской и Андрушевской зонами активизации, Усовским и Фастовским разломами; в восточной части района проходит Звиздаль-Залесская зона активизации. Площадь района оконтуривается долинами рек Норинь (на севере) и Тетерев (на юге и юго-востоке). Граница между Коростенским и соседним Чернобыль-Белоцерковским районами нечеткая и условно проводится по долине р. Тетерев.

К западу от Звиздаль-Залесской зоны активизации локализуется основная площадь развития нижнемеловой бокситоносно-угленосной терригенной

формации, под которой в полосе этой зоны активизации залегает (отделяясь келловейской морской толщей) батская угленосно-терригенная формация. Последняя по латерали на восток сменяется байосской.

Нижнемеловая и батская континентальные формации содержат цирконий-ильменитовую, ильменитовую, цирконовую и касситеритовую минерализацию. Повышенная минерализация и шлиховые аномалии касситерита раннемелового и батского возраста встречаются в северной части района в бассейне рек Норинь, Уж. Рудопроявления и повышенная минерализация циркона того же возраста распространены довольно широко. Россыпи титановых минералов отмечаются повсеместно, отсутствуют только на северо-западе района. Бокситорудная формация представлена Володарск-Волынским нижнемеловым бокситопоявлением; с батской формацией связаны залежи каолинов. О металлоносности байосской формации в настоящее время данных нет. На крайнем юго-востоке района на левобережье р.Тетерев батская формация содержит свинцово-цинковую минерализацию, которая непосредственно связана с колчеданно-свинцово-цинковой рудной формацией Чернобыль-Белоцерковского района и будет рассмотрена совместно с последней.

Итак, для Коростенского района характерно олово-цирконий-титановое россыпное и бокситовое оруденение. Нижнемеловая титановая россыпная формация бассейна р.Уж, сформировавшаяся непосредственно в пределах развития коренного источника, является металлогеническим "ядром" района. К периферии района россыпное оруденение удаляется от источника питания и становится более бедным, причем к востоку оно локализуется уже на более древних уровнях — сначала на батском, а затем, вероятно, и на байосском. Циrkониевая минерализация "накладывается" на титановую, а также окаймляет ее. По периферии концентрируются и оловосодержащие минералы; и те и другие — вблизи коренных источников, правда, менее значительных по площади и содержанию рудных компонентов, чем титановая габбро-анортозитовая формация. Поэтому россыпенакопление цирконий- и оловосодержащих минералов скорее всего было локальным.

Бокситорудная формация, пространственно совпадающая с титановой, представлена различными генетическими и минеральными типами. Для батского века основное значение могло иметь озерно-болотное боксито- и каолинообразование, а для аптского и альбского — флювиальное; в байосский век в районе не было условий для бокситонакопления.

Степень надежности и обоснованности выделения в Коростенском районе разновозрастных площадей с развитием олово-, цирконий-, титаносодержащих россыпных и бокситовой формаций обуславливается проявлением комплекса рудоконтролирующих факторов (см. табл. 4.1) и подтверждается наличием прямых признаков оруденения. Последние отсутствуют только на востоке района на площади развития байосской формации; но в пределах этой территории в данное время проявлялся тот же комплекс рудоконтролирующих факторов, суммарное воздействие которых обусловило возможность рудообразования в батском, аптском и альбском веках на западе райо-

на. Исключением, однако, являлся факт большей удаленности байосской аккумулятивной равнины от источников питания. Поэтому потенциальные возможности титановой и циркониевой россыпных формаций могли реализоваться только в позднюю фазу седиментогенеза в узкой полосе фронтальной части равнины. Следует, однако, предположить, что значимость рудных формаций в районе будет убывать в направлении с запада на восток при переходе на все более древние уровни рудообразования (от альба и апта к байосу).

Чернобыль-Белоцерковский район охватывает Киевский участок северо-восточного склона Украинского щита и крайний север Уманской глыбы. В пределах района находятся Бориспольская и Белоцерковская впадины. Район ограничен Звиздаль-Залесской и Андрушевской зонами активизации, Фастовским разломом, Остерско-Переяславским горстом. Граница с Коростенским районом условно проводится по р.Тетерев.

Наиболее широко распространена байосская угленосно-терригенная формация, которая на крайнем юго-западе сменяется по латерали батской; последняя развита и на левобережье р.Рось в Белоцерковской впадине. Локальные участки нижнемеловой бокситоносно-угленосной терригенной формации встречаются на юго-западе и на северо-востоке района.

Ведущей минеральной ассоциацией в районе является сфалерит-галенитовая. Основное количество рудопроявлений, повышенной минерализации, площадных и точечных геохимических аномалий сконцентрировано в озерно-болотных и флювиальных субформациях батского и байосского возраста на Радомышль-Киевской площади. В области питания этого участка седиментации развита обширная зона свинцово-цинковой минерализации, связанной с апогранитами, скарнами и пегматитами в вулканогенно-терригенной гнейсовой и терригенно-карбонатной формациях тетеревской серии. На остальной территории развития среднеюрских и нижнемеловых формаций в районе встречаются многочисленные точечные и площадные геохимические аномалии свинца и цинка.

Потенциальная значимость колчеданно-свинцово-цинковой формации в районе неодинакова: наибольший интерес она может представлять на Радомышль-Киевской площади в байосских и батских озерно-болотных и флювиальных фациях.

Бокситорудная формация представлена редкими флювиальными и озерно-болотными гиббситопроявлениями во всех формациях и Писчиковским месторождением высокоглиноземистых гиббситосодержащих каолинов раннемелового возраста. Накопление глинозема осуществлялось в байосское, батское и раннемеловое время во флювиальных и озерно-болотных условиях. Основное значение могут иметь на юго-западе района озерно-болотная и флювиальная субформации батского, а также флювиальная субформация аптальбского возраста; в центральной части — озерно-болотная субформация байосского возраста, на северо-востоке — озерно-болотная субформация байосского и готерив-барремского возраста.

В области питания района развиты породы с повышенным содержанием олова. Однако россыпные концентрации касситерита не известны. Тем не менее есть основание по комплексу рудоконтролирующих факторов предполагать, что в юго-западной части района в батском и апт-альбском веках шло накопление касситерита в россыпях.

В целом наиболее интересными в промышленном отношении могут быть колчеданно-свинцово-цинковая и бокситорудная формации центральной и юго-западной части района на междуречье Тетерев — Рось — Днепр.

С м е л я н с к и й р а й о н приурочен к одноименной впадине и расположен в северо-западной части Кировоградской глыбы и на сопредельной площади (Каневский участок) северо-восточного склона. Он ограничен Андрушевской, Первомайской, Смелянской зонами активизации и Ладыженским разломом. Район разделяется на две части Киевским разломом. В географическом отношении площадь района расположена в междуречье Днепр — Рось — Гнилой Тикич — Большая Высь — Тясмин. К северо-западу от Киевского разлома развита байосская угленосно-терригенная формация, к юго-западу от него — нижнемеловая бокситоносно-угленосная терригенная формация.

Смелянский район — это основной бокситорудный район, представленный группой месторождений и проявлений бокситов и высокоглиноземистых гиббситсодержащих каолинов флювиального и озерно-болотного генетических типов (Смелянское, Новоселицкое, Звенигородское, Рыжановское, Мурзинское и др.). Наиболее богатые из них связаны с основными породами коростенского комплекса и высокоглиноземистой гнейсовой формации ингуло-ингулецкой серии. Основное значение имеет нижнемеловая формация центральной (Новоселицко-Смелянской) части района. Северо-восточнее Киевского разлома интерес может представлять озерно-болотная субформация байосского возраста в связи с ее гиббситоносностью. Но промышленная ее ценность, вероятно, будет менее значительной из-за меньших масштабов накопления глинозема, больших глубин залегания и некоторой удаленности от питающих районов.

Титановая россыпная формация в районе представлена многочисленными рудопроявлениями, широко развитыми по площади, и россыпями на юго-востоке, где они связаны с габбро-анортозитовой формацией коростенского комплекса. Источником питания для россыпных концентраций западной части служили породы основного ряда подольского чарнокитового комплекса, удаленные на значительное расстояние от бассейна седиментации. Поэтому для этой площади возможны аллохтонные небогатые россыпи. В восточной половине района на титановое оруденение накладывается циркониевая минерализация, а в центральной части (в зоне Киевского разлома) — оловодержащая. Россыпные концентрации титана, циркония, олова связаны с нижнемеловой и байосской формациями, причем в байосском веке россыпеобразование могло осуществляться в неширокой фронтальной полосе аккумулятивной равнины северо-восточнее Киевского разлома, который иг-

рал роль регионального барьера. Возможность освоения россыпей северной части района ограничена из-за неблагоприятных горно-технических условий.

С озерно-болотными и флювиальными фациями байосской формации на севере района может быть связана колчеданно-свинцово-цинковая формация, но, по всей вероятности, промышленного значения она иметь не будет, так как в области питания развиты только локальные зоны с повышенным содержанием свинца и цинка.

С л о в е ч а н с к и й р а й о н небольшой по размерам, расположен на северном склоне Украинского щита и на прилегающей площади Припятской впадины. С юга ограничен Северо-Украинской зоной активизации и Овручской возвышенностью. На севере район не оконтурен, так как по имеющимся данным рудные концентрации прослеживаются и в пределах Припятской впадины.

В области питания района находятся Суцано-Пержанская и Северо-Украинская зоны с их редкометальной и полиметаллической специализацией, а также цирконсодержащие песчаники овручской серии. Следовательно, с байосской и батской формациями, которые развиты в пределах района, могут быть связаны цирконовые проявления, что подтверждается наличием минерализации в батской формации. С этой формацией может быть связано и колчеданно-свинцово-цинковое оруденение.

К о б е л я к с к и й р а й о н расположен в бассейне р.Ворскла, в зоне сочленения северо-восточного склона Украинского щита и юго-западного борта Днепровско-Донецкой впадины. Район небольшой по площади, ограничен с юга и юго-запада Днепровской зоной активизации, а с запада – Нововоронцовским разломом; открыт в сторону Днепровско-Донецкой впадины.

В области питания развиты бокситоматеринские породы конкско-верховцевской, криворожской и ингуло-ингулецкой серий. В районе в байосском и батском веках могло происходить накопление глинозема соответственно в континентальных (озерно-болотных и флювиальных) и лагунных условиях, что подтверждается повышенным содержанием глинозема в лагунных отложениях.

Седиментационно-металлогеническая область бассейна Причерноморской впадины. В состав области входят большая часть Подольской глыбы, юг Уманской, Кировоградской, Среднеднепровской, Волчанской глыб, юго-западный и южный склоны щита, северный борт Причерноморской впадины и северо-запад Призовского массива. В географическом отношении это бассейны рек Юж. Буг, Днестр, низовьев рек Ингулец, Ингул, среднего течения р.Днепр – территория от г.Хмельницкий на западе до г.Волноваха на востоке.

Область питания представлена породами подольского чарнокитового, кировоградско-жиитомирского, днепровского, призовского, восточнопризовского комплексов, днестровско-бугской, конкско-верховцевской, за-

падноприазовской, бугской, ингуло-ингулецкой, криворожской серий архей-протерозойского возраста. Наиболее широко развиты бокситоматеринские породы основного ряда и высокоглиноземистой гнейсовой формации. На юге Уманской глыбы с подольским чарнокитовым комплексом связана циркониевая и титановая минерализация; в пределах Южной зоны активизации в бассейне р. Юж. Буг прослеживается свинцово-цинковая минерализация; на востоке со щелочными и другими комплексами Приазовского массива связана редкометальная рудная формация. Основное значение для питающей провинции имеет глиноземная специализация.

Осадочное рудообразование в области происходило в раннемеловую эпоху. Континентальная бокситоносно-угленосная терригенная формация развита в основном в пределах южного склона Украинского щита и северного борта Причерноморской впадины; ее распространение на севере ограничено Южной и Конкской зонами активизации. Формация характеризуется наличием большого количества боксито- и гиббситопроявлений флювиального и озерно-болотного генетических типов, повышенным содержанием (минерализация, рудопроявления) ильменита и циркона, встречаются шлиховые аномалии касситерита; довольно часты геохимические площадные и точечные аномалии свинца и цинка. Потенциальные возможности боксито-рудной формации выясняются.

В пределах седиментационно-металлогенической области выделяются два района: Врэдиевско-Ингулецкий и Молочанский, а также небольшой участок на востоке Конкско-Ялынской впадины.

В р а д и е в с к о - И н г у л е ц к и й р а й о н расположен в центральной части области в междуречье Юж. Буг – Кодыма – Чичиклея – Ингул – Ингулец на южном склоне Украинского щита и сопредельной площади северного борта Причерноморской впадины. Он ограничен Южной и Александрийской зонами активизации и Фастовским разломом; в пределах района проходит широтная Конкская и меридиональные Первомайская и Смелянская зоны активизации. В районе находятся Врэдиевская, Ново-Одесская и Ингулецкая впадины.

В области питания широко развиты бокситоматеринские породы, связанные с бугской, ингуло-ингулецкой и конкско-верховцевской сериями, зоны минерализации свинца, цинка, титана и циркония. Нижнемеловая континентальная формация содержит титановую и циркониевую минерализацию, многочисленные боксито- и гиббситопроявления (в том числе Врэдиевское), большое количество точечных и площадных геохимических аномалий свинца и цинка.

Основной рудной формацией, которая может иметь промышленное значение, является бокситовая. Ее потенциальные возможности связываются с бокситовым и высокоглиноземистым каолиновым делювиально-пролювиальным, аллювиальным и озерно-болотным генетическими типами. Близость к бассейну седиментации латеритоспособных бокситоматеринских пород конкско-верховцевской серии и Высокопольского месторождения ла-

теритных бокситов дает основание считать Ингулецкую впадину (междуречье Висунь — Ингулец) перспективной на обнаружение здесь бокситов и гиббситоносных каолинов различных генетических типов.

На севере Врადиевской впадины могло осуществляться аллохтонное россыпнакопление титан- и цирконийсодержащих минералов, источником питания для которых были развитые в междуречье Юж. Буг — Синюха титансодержащие породы основного ряда подольского чарнокитового комплекса. Вследствие того что коренной источник был сравнительно небогатым, к тому же несколько удален от бассейна седиментации, следует ожидать, что россыпи будут небольшими, бедными и локализованными в узкой фронтальной полосе флювиальной субформации.

Во Врადиевской, Ингулецкой и Ново-Одесской впадинах с песчаными и песчано-глинистыми углистыми флювиальными и озерно-болотными фациями может быть связана колчеданно-свинцово-цинковая рудная формация. Непосредственная близость к бассейну седиментации на западе района коренной свинцово-цинковой минерализации, приуроченной к Южной зоне активизации, дает возможность считать Врადиевскую и Ново-Одесскую впадины более перспективными. Кроме того, Врადиевская впадина была отчленена от остальной площади бассейна седиментации широтным Конкским барьером, и поэтому в полузамкнутой впадине-ловушке создавались наиболее благоприятные условия для хемогенного рудообразования.

М о л о ч а н с к и й р а й о н охватывает в основном площадь одноименной впадины и сопредельные участки северо-западного склона Приазовского массива и южного склона Украинского щита, которые являются и основной питающей провинцией.

Нижнемеловая континентальная формация включает боксито- и гиббситопроявления, минерализацию титана и циркония, шлиховые аномалии касситерита, геохимические аномалии свинца и цинка. Ведущей рудной формацией для района может быть бокситовая. Возможно наличие локальных аллохтонных концентраций цирконийсодержащих минералов и бедных вкрашенных сфалерит-галенитовых руд в углях и терригенных углистых породах центральной части района. Значимость района значительно снижается из-за больших (до 200—300 м и более) глубин залегания нижнемеловой формации.

На востоке Конкско-Ялынской впадины в районе с. Зачатьевка выделяется небольшой участок, во флювиальных фациях которого могли накапливаться россыпные концентрации титан-, цирконий-, оловосодержащих минералов из расположенных в непосредственной близости пород восточно-приазовского комплекса (щелочные и нефелиновые сиениты, пегматиты, останцы ультрабазитов, альбититы, апограниты и др.). Однако промышленная значимость и этого участка снижается из-за больших глубин залегания формации.

Седиментационно-металлогеническая область бассейна Припятской впадины. Область расположена на северо-западе региона, в ее состав входят за-

падная часть Волынской глыбы и северного склона Украинского щита, северо-запад Подольской глыбы, сопредельная площадь западного склона щита. Эта область через сеть древних рек имела непосредственную связь с седиментационно-металлогенической областью Днепровско-Донецкой впадины. Основными питающими формациями являлись формации пержанского, осницкого и коростенского комплексов с их редкометальной специализацией.

В пределах площади региона выделяется **Червоноармейский район**, расположенный в бассейне рек Случь, Уборть и ограниченный Андрушевской, Корецкой, Северо-Украинской зонами активизации и Усовским разломом.

Рудоносной является нижнемеловая континентальная формация, имеющая локальное распространение (останцы в древних долинах) и представленная в основном флювиальной субформацией. В этих отложениях встречаются единичные проявления и повышенная минерализация циркония и титана. Может представлять интерес россыпная оловоносная формация. Непосредственная близость и размыв редкометальных формаций Суцано-Пержанской и других зон позволяют предполагать, что в раннем мелу в районе могло происходить россыпнакопление касситерита, циркона и других тяжелых минералов.

4.3. ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ФОРМАЦИОННОГО И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

К вопросу прогнозной оценки мезозойского платформенного чехла центральной части Украины мы подходили с позиций, изложенных в работах Л.С.Галецкого, М.М.Кальной, Г.Ф.Кирпаля, Б.М.Михайлова, Д.Г.Сапожникова и многих других [46, 82, 89, 101, 104, 131]. Оценка перспектив региона основана на разнообразных и многочисленных данных металлогенического анализа, изложенных выше. Проведенное исследование роли комплекса рудоконтролирующих факторов, которые определяли процесс рудообразования и пространственно-временную локализацию оруденения, связанного с осадочными формациями, приобретает значение теоретической основы для прогнозирования и поисков месторождений россыпных, бокситовой и колчеданно-свинцово-цинковой формаций. Исходя из выявленных рудоконтролирующих факторов основными поисковыми критериями для указанных руд региона являются: тектонический, структурный, палеогеографический, стратиграфический, формационный, литолого-фациальный, геоморфологический, металлогеническая специализация области питания.

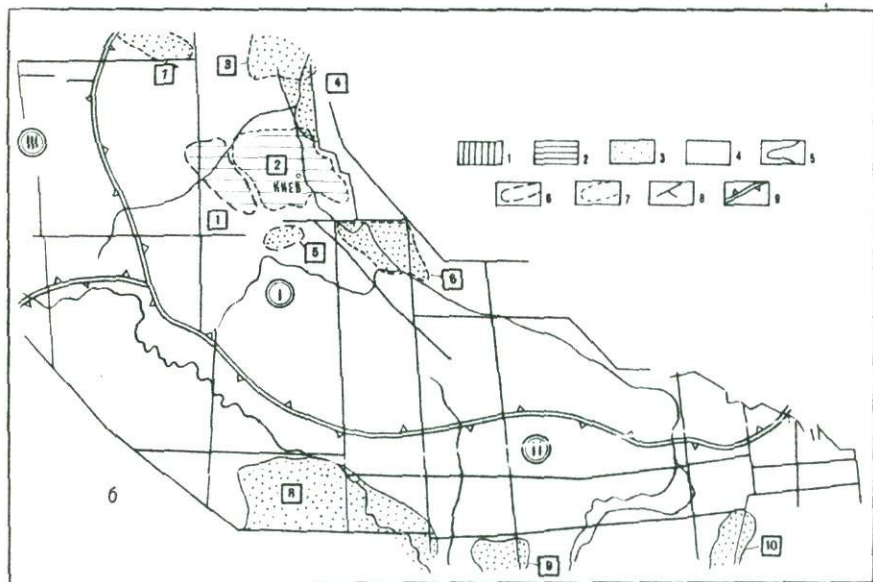
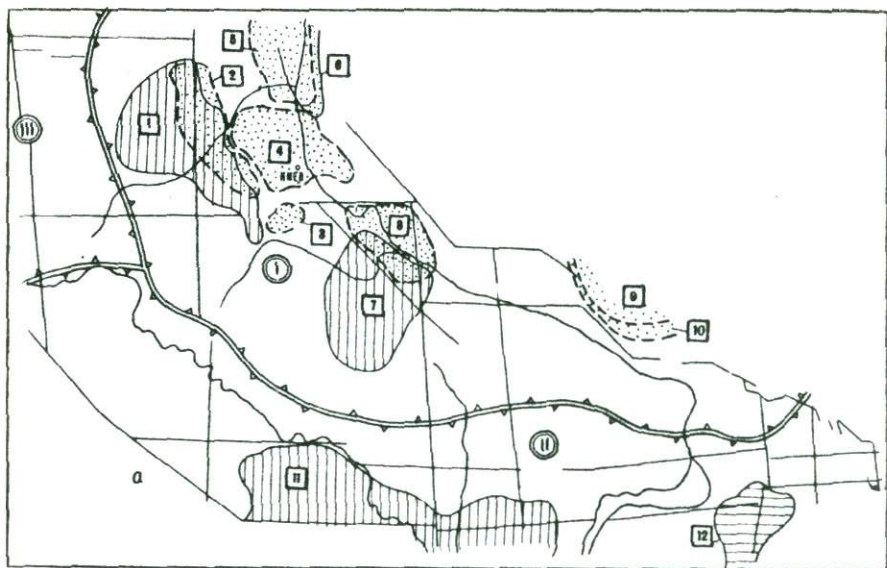
По степени перспективности для каждого типа рудных формаций выделяются площади различных категорий, на которых рекомендуется постановка поисковых, поисково-разведочных, съемочных и других работ. На площадях с неблагоприятными для рудообразования геологическими условиями, которые не несут прямых признаков оруденения, в настоящее время проведение геолого-поисковых работ не рекомендуется.

Следует отметить, что среднеюрские и раннемеловые континентальные рудоносные формации в целом изучены недостаточно. Большинство долин — основных рудоаккумулирующих морфоструктур — при ширине 1–5 км и длине от нескольких десятков до сотни километров разбурено (как вдоль, так и поперек) малым количеством скважин (и даже единичными скважинами); в то время как минимальная ширина промышленных россыпей или залежей бокситов может составлять первые сотни метров.

Дифференцированная оценка региона с выделением площадей различных категорий перспективности по отдельным типам рудных формаций и их возрастной принадлежности дается на прогнозных картах (на рис. 35, в качестве примера, представлены трансформированные схемы прогнозных карт). Такого типа прогнозные карты являются накладками к карте металлогенического районирования, а также к картам россыпей, бокситоносности или к карте размещения любой другой рудной формации.

Далее, в качестве иллюстрации к результатам металлогенического анализа мезозойских платформенных осадочных формаций изложены краткие проспекторские выводы, касающиеся россыпных, бокситорудной и колчеданно-свинцово-цинковой типов формаций.

Россыпные формации. Разновозрастные площади титан-, цирконий-, оловоносного оруденения неравноценны по своей значимости. Суммарный эффект рудоконтролирующих факторов, определявших аллохтонное аллювиальное россыпеобразование в течение байосского времени, мог проявиться в трех металлогенических районах: на северо-востоке Словечанского (цирконий), на востоке Коростенского (титан и цирконий) и на северо-востоке Смелянского (титан, цирконий, олово). В первых двух районах время россыпеобразования охватывает позднюю фазу седиментогенеза, а в третьем — как позднюю, так и раннюю. В целом площади, на которых россыпеобразование происходило в байосское время, из-за большей удаленности аккумулятивной равнины от коренных источников и больших современных глубин залегания, менее перспективны. Дальность переноса рудного материала обычно составляла от 5–20 до 40–60 км, но на отдельных участках источник находился в непосредственной близости от россыпеаккумулирующих долин. В Смелянском районе более благоприятные потенциальные возможности определялись большей близостью к аккумулятивной равнине коренных источников титана, циркония, олова. К тому же и современные глубины залегания здесь меньше, чем в первых двух районах. Однако на сохранности россыпных концентраций этого района мог сказаться частичный размыв перекрывающей угленосно-терригенной субформации, связанный с постбайосским подъемом блоков в пределах Смелянской зоны активизации. Перспективные площади на байосское оруденение выделяются только на основании проявления комплекса благоприятных рудоконтролирующих факторов и не подтверждены прямыми признаками оруденения. Необходимо подчеркнуть, что они изучены малым количеством скважин, поэтому следует ожидать изменений в площадях распространения



потенциально рудоносных отложений и в их мощности, локальных направлениях сноса, конфигурации долин и их густоте и т.д.

Россыпеобразование батского века значительно "приближалось" к коренным источникам, площади распространения которых зачастую прорезались долинами аккумулятивной равнины (дальность переноса от 0 до 20–30 км). Аллохтонное и автохтонное аллювиальное и склоново-аллювиальное россыпеобразование могло реализоваться в Словечанском (цирконий), Коростенском (титан, цирконий, олово) и на юге Чернобыль-Белоцерковского района (олово), что подтверждается наличием проявлений и минерализации в первых двух районах. Время россыпеобразования охватывало раннюю и позднюю фазы седиментогенеза, но флювиальная равнина поздней фазы была очень узкой, а на заболоченной низменности не было условий для образования существенных концентраций тяжелых рудных минералов. Поэтому поиски россыпей следует в основном связывать с флювиальной субформацией ранней фазы седиментогенеза, перекрытой угленосно-терригенными озерно-болотными отложениями.

Россыпеобразование раннемеловой эпохи было наиболее продуктивным, так как осуществлялось в основном в пределах развития коренных титан-, цирконий-, оловосодержащих пород Коростенского, Смелянского и других районов. Поиски должны быть направлены на выявление новых россыпеаккумулялирующих долин и их притоков, особенно в пределах коренных источников рудного вещества или вблизи них. При этом следует учитывать, что тектонический режим, например в Коростенском районе, в апт-альбском веке был нестабильным, и из-за неравномерности синрудных подвижек мелких блоков происходил "перехват" притоков соседних долин, и локально во времени и пространстве менялось направление сноса. Вследствие же постмеловых, положительного знака, движений Вольнской глыбы в целом нижнемеловая рудоносная формация выведена наиболее близко к дневной поверхности (глубина залегания – от нескольких метров до 60 м).

Уместно напомнить, что в Смелянском районе одноименная впадина в раннемеловую эпоху состояла из двух впадин более высокого порядка, которые разделялись субмеридиональным водоразделом, последний локализовал материал, в том числе рудный, поступающий из различных источников. Источником питания для титаносодержащих россыпей восточной половины впадины являлись основные породы коростенского комплекса, развитые в ее пределах. Поэтому здесь формировались россыпи при минимальном переносе рудного материала. Здесь же в автохтонных россыпях накапливался циркон, связанный с метасоматитами коростенского комплекса. В западной

Рис. 35. Площади, перспективные на обнаружение месторождений бокситорудной (а) и полиметаллической (б) (колчеданно-свинцово-цинковой) рудных формаций.

Площади различной степени перспективности, категория: 1 – I; 2 – II; 3 – III; 4 – IV; контуры площадей с фактическим и возможным развитием рудных формаций: 5 – раннемеловой; 6 – батской; 7 – байосской; 8 – зоны активизации (см. рис. 1); 9 – границы седиментационно-металлогенических областей, в кружках – их номера (см. рис. 34)

половине материнскими для ильменитовых россыпей были основные породы подольского чернокитового и, в меньшей степени, коростенского комплексов. Дальность переноса основной массы рудного материала была значительной (до 70–80 км), и поэтому здесь следует ожидать только бедные аллохтонные россыпи титаносодержащих минералов. В северной части Смелянского района возможно обнаружение автохтонных россыпей касситерита, что подтверждается повышенным содержанием последнего в аллювиальных нижнемеловых песках. В целом значение Смелянского района снижается из-за пострудных размывов на севере и больших глубин залегания в центральной части.

На Балта-Врадиевской площади можно ожидать наличие небогатых локальных аллохтонных ильменит- и цирконсодержащих россыпей, залегающих на глубинах до 50 м.

На востоке Конкско-Ялынской впадины могли накапливаться россыпи ильменита, циркона и касситерита, так как участок аккумуляции непосредственно граничит с титан-, цирконий-, оловосодержащими породами приазовского и восточноприазовского комплексов. Однако современные глубины залегания здесь превышают 100 м. То же относится в целом и к Молочанско-Терпеньевской площади, на которой наибольший интерес может представлять ее восточная часть, примыкающая непосредственно к Приазовскому массиву, где глубины залегания незначительны.

В целом россыпные концентрации байосского и батского возраста граничат по латерали, а нижнемеловые частично или полностью перекрывают их, и поэтому в одних и тех же долинах могут находиться одно- и двух-русные россыпи.

Бокситорудная формация (рис. 35, а). Перспективы региона связаны в основном с бокситами и высокоглиноземистыми каолинами осадочно-латеритного, флювиального, озерно-болотного и, в значительно меньшей степени, лагунного генетических типов бокситорудной формации.

Работы должны быть направлены на изучение и широкое опоскование территории склонов Украинского щита и сопредельных участков Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин (до глубин залегания фундамента 300–500 м), в первую очередь, в пределах рудоаккумулирующих наложенных впадин, связанных с зонами активизации.

На территории собственно щита все известные площади распространения основных и других латеритоспособных пород изучены достаточно полно и получили в большинстве случаев отрицательную оценку с точки зрения наличия промышленно ценных латеритных бокситов. Однако их роль в осадочном накоплении глинозема в среднеюрскую и раннемеловую эпохи изучена недостаточно, что требует дополнительных целенаправленных исследований.

Одним из основных вопросов является расширение круга бокситоматеринских пород. Кроме традиционно известных пород основного ряда в

числе бокситоматеринских потенциально латеритоспособных пород, поставляющих (в процессе корообразования и последующего переотложения продуктов выветривания) рудный механо- и хемогенный материал для осадочного и осадочно-латеритного бокситообразования, следует рассматривать большую часть пород фундамента – разнообразные гнейсы, сланцы, а также в ряде случаев и породы кислого состава.

Промышленные залежи бокситов и высокоглиноземистых каолинов, локализующиеся в пределах древних долин, могут иметь малые размеры, исчисляющиеся сотнями метров в ширину, кроме того, такие тела могут залегать в ложбинах и мелких долинах высокого порядка, оперяющих основную долину. Поскольку значительная часть долины в регионе разбурена небольшим количеством скважин, то это повышает вероятность нахождения промышленно значимых объектов даже в наиболее изученных районах, которые нуждаются в доизучении.

На основании выявленных закономерностей локализации и с учетом изложенного выше в регионе в качестве перспективных на обнаружение месторождений бокситов и высокоглиноземистых каолинов выделен ряд площадей, неодинаковых по своей значимости.

Перспективы Коростенского и Чернобыль-Белоцерковского районов могут рассматриваться совместно, так как развитие этой территории во времени отразилось и на эволюции условий бокситонакопления на ней. В направлении с северо-востока на юго-запад повышенные концентрации глинозема локализуются в формациях все более высоких стратиграфических уровней – от байосского к батскому, аптскому и альбскому; при этом увеличивается значение флювиальных генетических типов и уменьшается – озерно-болотных.

Наши выводы относительно перспектив района на бокситы иллюстрируются рис. 35. Так, перспективы площадей 4 и 5 связаны с озерно-болотной угленосно-терригенной субформацией байосского времени. Последняя из площадей находится на более близком расстоянии от коренных источников, причем в ее юго-западной части (к юго-западу от Киевского разлома) возможны и флювиальные концентрации глинозема. Далее к юго-западу выделяется сопредельная площадь 2, для которой могут иметь значение флювиальные и озерно-болотные бокситы и высокоглиноземистые каолины батского возраста.

Площадь 1 перспективна на флювиальное оруденение, что подтверждается наличием месторождения высокоглиноземистых каолинов и крупного бокситопроявления. Накопление глинозема осуществлялось и в озерно-болотных условиях, однако последующий подъем вызвал размыв угленосно-терригенной озерно-болотной субформации. Тем не менее на наиболее пониженных участках могли сохраниться останцы этой субформации и связанные с ней залежи. На северо-востоке Коростенского района на одних и тех же участках долин могут встречаться залежи батского и раннемелового возраста. Меньшее значение, вероятно, будут иметь площади 3, 4, 6 (рис. 35, а), на ко-

торых могут быть встречены залежи соответственно озерно-болотного и флювиального типов батского возраста и озерно-болотного типа раннемелового возраста.

Промышленная значимость Коростенского и Чернобыль-Белоцерковского районов снижается в направлении с юго-запада на северо-восток из-за удаления от источников питания и вследствие постепенного увеличения глубин залегания рудоносных и потенциально рудоносных формаций.

Смелянский бокситорудный район представлен в основном группой месторождений и проявлений бокситов и высокоглиноземистых каолинов озерно-болотного и флювиального генотипов раннемелового возраста площади 7 (рис. 35, а) и нуждается в доизучении. Дополнительные резервы района могут быть связаны с озерно-болотной субформацией байосского возраста в пределах площади 8.

Перспективы площади 11 связаны с флювиальными и в меньшей степени озерно-болотными отложениями нижнемеловой формации, что подтверждается большим количеством боксито- и гиббситопроявлений. Наибольшее значение будет иметь северная часть этой площади из-за небольших глубин залегания рудоносной формации, а также вследствие того, что на значительной части территории субстратом являлись бокситоматеринские породы, богатые глиноземом, — разнообразными гнейсы, сланцы и основные породы бугской, ингуло-ингулецкой, криворожской и конкско-верховцевской серий.

Возможная рудоносность лагунных и озерно-болотных отложений батской и байосской формаций Кобелякского района практически не изучена; площади выделены по проявлению комплекса благоприятных рудоконтролирующих факторов, и о перспективах судить пока трудно.

Колчеданно-свинцово-цинковая рудная формация (см. рис. 35, б). В регионе выделено 10 площадей, в различной степени перспективных на обнаружение свинцово-цинковых месторождений в угленосно-терригенных, озерно-болотных и терригенных флювиальных субформациях байосского, батского и раннемелового возраста, которые выполняют на северо-восточном, северном и южном склонах щита, а также на сопредельных участках Причерноморской впадины наложенные впадины, связанные с зонами активизации, — Коростенскую, Бориспольскую, Врэдиевскую и др.

Только на двух площадях — Радомышль-Фастовской (1) и Бородяско-Ерковецкой (2) — обнаружено свинцово-цинковое оруденение соответственно батского и байосского возраста, которое сконцентрировано в центральных частях обеих площадей. Эти два рудоносных участка при описании рудной формации (см. раздел 3.3) объединены под названием Радомышль-Киевская площадь. По условиям рудогенеза Радомышль-Фастовская и Бородяско-Ерковецкая площади представляют наибольший интерес и заслуживают первоочередного внимания.

Остальные площади в качестве перспективных выделены на основании проявления комплекса благоприятных рудоконтролирующих факторов; возможность рудообразующего процесса подтверждается (на данном этапе

изученности) только точечными и площадными геохимическими аномалиями свинца и цинка различной контрастности.

Из этих площадей благоприятными по условиям рудообразования и наличием богатых и близко расположенных источников питания в пределах Сушано-Пержанской, Северо-Украинской и Южной зон активизации являются Словечанская (батская формация) и Балта-Новошмидовская (нижнемецкая формация) – соответственно площади 7 и 8. Перспективы обнаружения месторождений свинца и цинка и их значимость на остальных площадях значительно снижаются из-за больших глубин залегания потенциально рудосносных формаций либо из-за удаленности от источников питания, или из-за того, что последние по своему масштабу, возможно, не могли обеспечить образования в бассейнах седиментации рудных концентраций, представляющих промышленный интерес.

Таким образом, перспективы колчеданно-свинцово-цинковой формации связаны в основном с байос-батскими угленосно-терригенными формациями северо-восточного склона щита, в меньшей степени – с формацией раннемецкого возраста западной части южного склона, батского возраста – северного склона.

Заканчивая краткие выводы металлогенического анализа региона, хотелось бы подчеркнуть, что мировая практика освоения рудных ресурсов свидетельствует о быстром снижении кондиций на содержание полезных компонентов, и что будущее – за комплексными низкокачественными рудами, особенно в осадочных отложениях. Для учета запасов потребуются точные сведения о металлоносности осадочных формаций, все более углубленное изучение которых раскрывает значительные потенциальные их возможности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Металлогенический и формационный анализ платформенных гумидных, в частности континентальных формаций позволил реконструировать физико-географические обстановки и протекавшие в них гипергенные процессы преобразования вещества, определявшие возможность рудообразования в экзогенных открытых системах – позволил предложить генетическую модель осадочного разнотипного рудообразования на ранних стадиях литогенеза.

Континентальный гумидный литогенез и рудообразование связаны с началом трансгрессивных стадий тектоно-седиментационных циклов. Результатом взаимодействия и взаимовлияния процессов гипергенеза, континентального и морского седиментогенеза, диагенеза, экзодиагенеза в синхронной (в диапазоне века) экзогенной рудогенерирующей системе являлось образование латерального трансгрессивного формационного ряда, средним членом которого была континентальная формация, характеризовавшаяся определенными рудными ассоциациями. Цикличность платформенного этапа развития обуславливала периодическую повторяемость во времени латеральных рядов, а направленность процессов экзогенной рудогенерирующей системы в течение цикла на стадиях развития трансгрессии определяла миграцию фаций и связанных с ними рудных ассоциаций в направлении щита (или регионального поднятия) со стороны обрамляющих структур.

В первую половину каждого века (в раннюю фазу седиментогенеза) в пределах аккумулятивных равнин формировались флювиальные терригенные субформации, а во вторую (поздняя фаза седиментогенеза) – как флювиальные, так и озерно-болотные угленосно-терригенные, последние – на заболоченных прибрежных низменностях. С флювиальными терригенными субформациями связаны титан-, цирконий-, оловоносные россыпи, бокситы и высокоглиноземистые каолины аллювиального, склоново-аллювиального и склонового генотипов, а с озерно-болотными угленосно-терригенными субформациями – колчеданно-свинцово-цинковое оруденение, бокситы и высокоглиноземистые каолины: озерно-болотного генотипа. Рудные концентрации приурочены к древним долинам и озерно-болотным понижениям в пределах связанных с зонами активизации наложенных впадин, которые являлись основными рудоаккумулирующими структурами на щите, или региональном поднятии, их склонах и сопредельных площадях обрамляющих структур.

Континентальное рудообразование было полигенным и полистадийным. Комплекс рудоконтролирующих факторов регионального, районного и ло-

кального масштабов определял внутриформационную зональность генетических типов оруденения и латеральную зональность рудных формаций.

Поскольку рудоаккумулирующие обстановки мигрировали во времени и пространстве, то рудообразующий процесс и формирование парагенезов рудных формаций в течение эпохи проявлялись в пространстве прерывисто, и поэтому металлогенические эпохи характеризуются "скользящими" возрастными границами. Седиментационно-металлогенические области соответствуют конкретным экзогенным рудогенерирующим системам, а рудные районы совпадают с основными рудоаккумулирующими структурами. На основании выявленных закономерностей образования и локализации разнотипного оруденения предложен принцип металлогенического районирования молодых платформенных чехлов, вмещающих осадочные руды, а также определены критерии поисков и прогнозной оценки регионов на титан-, цирконий-, оловоносные россыпи, месторождения бокситов, высокоглиноземистых каолинов и свинцово-цинковых руд.

Хотелось бы еще раз подчеркнуть, что дальнейшее изучение бокситорудной формации центральной, платформенной, части Украины должно быть направлено на расширение круга бокситоматеринских пород, исследование малоизученных генетических и минеральных типов глиноземистого сырья, доизучение известных бокситорудных районов и широкое опоскование новых площадей, в частности склонов Украинского щита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Асаналиев У.А., Джумалиев Т.Д., Наркелюн Л.Ф. и др. Современное состояние и задачи изучения стратиформных месторождений // Стратиформные месторождения цветных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых (Фрунзе, 6–8 окт. 1981 г.) : Тез. докл. – Фрунзе : ФПИ, 1981. – С. 4–9.
2. Атлас палеогеографічних карт УРСР і МРСР // Отв. ред. В.Г.Бондарчук. – Київ : Вид-во АН УРСР, 1960. – 82 л.
3. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР : Т. III / Ред. А.П.Виноградов. – М. : Мин-во геологии СССР. – 1969. – 77 л.
4. Басс Ю.Б. Бокситы юга Украины и их генезис // Бокситы, их минералогия и генезис. – М. : Изд-во АН СССР, 1958. – С. 351–354.
5. Белевцев Я.Н., Борисенко С.Т., Галецкий Л.С. и др. Металлогения Украинского щита // Металлогения докембрия. – Л. : Недра, 1975. – С. 95–97.
6. Белевцев Я.Н., Калыев Г.И. Зоны активизации Украинского щита и связь с ними оруденения // Металлогения областей тектоно-магматической активизации : Тез. докл. VII Всесоюз. совещ., г.Иркутск, 5–7 сент. 1973 г. – Иркутск : ИЗК СО АН СССР, 1973. – С. 119–120.
7. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. – М. : Госгеолтехиздат, 1962. – 608 с.
8. Беляков Е.Е. Закономерности водной миграции меди, свинца и цинка и их значение для поисковых целей // Сов. геол. – 1961. – № 1. – С. 98–108.
9. Беспалов И.М. Главнейшие особенности осадочного рудообразования (на примере руд черных и цветных металлов) // Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. – Киев : Наук. думка, 1982. – С. 28–35.
10. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. – М. : Недра, 1975. – 280 с.
11. Биджиев Р.А., Белозерова Н.Н., Брызгалова М.М. и др. Палеогеографический анализ для прогнозирования бокситоносности. – М. : Недра, 1980. – 188 с.
12. Билябина Т.В. Основные черты металлогении щитов и областей их активизации // Проблемы региональной металлогении. – Л. : Недра, 1973. – С. 41–61.
13. Богатырев Б.А., Демина В.Н., Жуков В.В. и др. Теория формирования геохимической зональности и бокситонакопления в латеритной коре выветривания // Тез. докл. 27 МКГ. – М. : Наука, 1984. – Т. VI, секция 12. – С. 40.
14. Богданов Ю.В., Кутырев Э.И. Региональные и локальные закономерности размещения стратифицированных медных и свинцово-цинковых месторождений. – Л. : ВСЕГЕИ, 1970. – 64 с.
15. Бондарчук В.Г., Довгаль Ю.М., Слензак О.И. Основные черты тектоники Украины. Объяснительная записка к "Тектонической карте УССР. м. 1:1 000 000". – Киев : Наук. думка, 1978. – 162 с.
16. Борисенко Л.Ф. Месторождения титана // Рудные месторождения СССР : Т. 1. – М. : Недра, 1974. – С. 221–235.
17. Борисенко С.Т., Хагунцева А.Я., Зарицкий А.И. Оловоносные россыпи Украинского щита и их источники питания // Тез. докл. IV Всесоюз. совещ. по геологии россыпей, г.Киев, 15–17 мая 1973 г. – Киев : Наук. думка, 1973. – С. 112–113.
18. Бордон В.Е. Геохимия и металлоносность осадочного чехла Белоруссии. – Минск : Наука и техника, 1977. – 216 с.
19. Бордон В.Е., Ермоленко В.А. Металлические полезные ископаемые Белоруссии. – Минск : Наука и техника, 1980. – 148 с.

20. *Бронева В.А., Михайлов Б.М.* К геохимии алюминия в зоне гипергенеза. 1. Растворы оксидов и гидрооксидов алюминия // Литология и полезные ископаемые. — 1970. — № 6. — С. 8—23.
21. *Бронева В.А.* Особенности формирования латеритных покровов на складчатом субстрате при синхронном развитии расчлененного рельефа // Коры выветривания и бокситы: Тез. докл. Всесоюз. совещ. (г.Кустанай, 2—4 июня, 1981 г.) — Алмата: КазИМС, 1981. — С. 126—127.
22. *Бугельский Ю.Ю., Витовская И.В., Никитина А.П., Слукин А.Д.* Закономерности образования рудных месторождений в коре выветривания // Коры выветривания и бокситы: Тез. докл. Всесоюз. совещ. (г.Кустанай, 2—4 июня 1981 г.). — Алмата: КазИМС, 1981. — С. 6—8.
23. *Бушинский Г.И.* Геология бокситов. — М.: Недра, 1971. — 308 с.
24. *Вассоевич Н.Б.* История представлений о геологических формациях (геогенерациях) // Осадочные и вулканогенные формации. — М.: Недра, 1966. — С. 5—35. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 128).
25. *Веклич М.Ф.* Палеогеография и ее основные задачи // Палеогеография. Палеоландшафты. — Киев: Наук. думка, 1977. — С. 3—66.
26. *Веклич М.Ф., Галицкий В.И., Додатко О.Д. та ін.* Палеогеографічні умови утворення корисних копалин і прогнозування їх пошуків // Вісн. АН УРСР. — 1981. — № 1. — С. 10—19.
27. *Веклич М.Ф., Дядченко М.Г., Заморій П.К. та ін.* Основні риси геології розсипищ України // Геол. журн. — 1957. — 17, Вип. 3. — С. 40—47.
28. *Веклич М.Ф., Дядченко М.Г., Кондрачук В.Ю. и др.* Этапы образования и вещественный состав россыпей Украины // Геология россыпей. — М.: Наука, 1965. — С. 219—227.
29. *Виноградов Г.Г., Додатко А.Д.* О латеритном характере и времени формирования коры выветривания на Побужье // Коры выветривания на территории УССР: Ч. 1. — Киев: Наук. думка, 1971. — С. 230—239.
30. *Виноградов Г.Г., Древин А.Я., Додатко О.Д., Каневський А.Я.* Бокситовы породы на Средньому Побужжі // Геол. журн. — 1967. — 27, Вип. 6. — С. 108—110.
31. *Володин А.Г.* Закономерности формирования полезных ископаемых осадочных отложений. — М.: Недра, 1975. — 271 с.
32. *Воронова М.А.* Палеофлористические реконструкции областей бокситообразования на территории УССР // Палинологические исследования осадочных отложений Украины и смежных районов. — Киев: Наук. думка, 1976. — С. 40—45.
33. *Воронова М.А., Егорова С.Я.* К стратиграфии нижнемеловой толщи с бокситопроявлением на Украинском щите и в Причерноморской впадине // Геол. журн. — 1973. — 33, № 5. — С. 112—117.
34. *Воронова М.А., Коваленко В.Ю., Насад А.Г. и др.* Юрские отложения Молочанского грабена на южном склоне Украинского щита // Геол. журн. — 1978. — 38, № 1. — С. 147—152.
35. *Газенко С.Д., Шпилюк Л.И.* О перспективах бокситоносности северо-западной части Украинского кристаллического щита // Сов. геология. — 1966. — № 12. — С. 21—28.
36. *Галецкий Л.С.* Геохимическая характеристика пород пержанского комплекса Суцано-Пержанской зоны // Геохимия и рудообразование. — 1974. — Вып. 3. — С. 24—30.
37. *Галецкий Л.С., Кальная М.М.* Влияние гипергенеза на качество ильменитовых руд // Разведка и охрана недр. — 1982. — № 10. — С. 26—30.
38. *Геворкьян В.Х.* Геология нижнемеловых отложений юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. — Киев: Наук. думка, 1976. — 158 с.
39. *Геворкьян В.Х.* Литология и минералого-геохимические особенности нижнемеловых отложений юга Украины. — Киев: Наук. думка, 1981. — 319 с.
40. *Геологическая карта Украинской ССР и Молдавской ССР масштаба 1:1 000 000.* Объяснительная записка / Под ред. А.А.Гойжевского. Киев: Мин-во геологии УССР, 1979. — 270 с.

41. *Геология оловянных россыпей СССР, их поиски и оценки* / Под ред. С.Ф.Лугова. – М. : Недра, 1979. – 295 с.
42. *Гинзбург И.И., Наджакова Г.Э., Никитина А.П.* Современное и древнее латеритное выветривание базальтов Бразилии и Русской платформы // *Кора выветривания* : Вып. 4. – М. : Изд-во АН СССР, 1962. – С. 3–81.
43. *Гойжевський О.О.* Знахідка галеніту у юрських відкладах у районі Києва // *Геол. журн.* – 1967. – 27, Вып. 6. – С. 87–91.
44. *Гойжевский А.А.* Тектонические условия образования полезных ископаемых осадочного чехла Украинского щита. – Киев : Наук. думка, 1982. – 180 с.
45. *Гойжевский А.А., Науменко В.В., Скаржинский В.И.* Тектоно-магматическая активизация регионов Украины. – Киев : Наук. думка, 1977. – 118 с.
46. *Гойжевский А.А., Скаржинский В.И., Шумлянський В.А. и др.* Металлогения фанерозоя платформенной части Украины. – Киев : Наук. думка, 1984. – 204 с.
47. *Гойжевский А.А., Шевченко О.Е.* Мезозойские речные долины Украинского щита и роль их в образовании залежей полезных ископаемых // *Палеогеографические основы рационального использования естественных ресурсов* : Ч. 2. Прикладная палеогеография (Днепропетровск, 21–23 сент. 1977 г.) : Тез. докл. Всесоюз. конф. – Киев : Наук. думка, 1977. – С. 20–22.
48. *Гойжевский А.А., Шевченко О.Е.* Циклы мезокайнозойского осадконакопления на Украинском щите // *Геол. журн.* – 1978. – 38, № 6. – С. 1–9.
49. *Гойжевський О.О., Шевченко О.Є.* Перспективи виявлення родовищ бокситів у регіоні Українського щита // *Вісн. АН УРСР.* – 1981. – № 1. – С. 70–74.
50. *Гойжевский А.А., Шевченко О.Е.* Опыт реконструкции мезозойского рельефа Украинского щита // *Тектоника и стратиграфия.* – 1981. – Вып. 20. – С. 14–21.
51. *Гойжевський О.О., Шевченко О.Є.* Проблеми металогенії осадового чехла Українського щита // *Вісн. АН УРСР.* – 1982. – № 3. – С. 20–24.
52. *Гойжевский А.А., Шевченко О.Е.* Древние долины Причерноморской впадины // *Докл. АН УССР. Сер. Б.* – 1982. – № 6. – С. 13–17.
53. *Гойжевський А.А., Шевченко О.Є.* Некоторые особенности Украинского щита как области сноса // *Геол. журн.* – 1983. – 43, № 1. – С. 73–79.
54. *Горещий Ю.К.* Закономерности размещения бокситовых месторождений // *Тр. ВИМС.* – 1960. – Вып. 5. – С. 32–43.
55. *Грушевой В.Г., Ильин К.Б., Матвиенко В.Г.* Металлогеническая карта СССР, масштаб 1:2 500 000. Объяснительная записка. – Л. : ВСЕГЕИ, 1973. – 32 с.
56. *Гурач С.И., Ромоданова А.П., Хатунцева А.Я.* Основные закономерности размещения редкометалльных и титановых россыпей северной окраины Украинского кристаллического щита // *Закономерности размещения полезных ископаемых* : Т. 4. – М. : Госгортехиздат, 1960. – С. 107–111.
57. *Добровольская Г.И., Радионова Г.В., Сапронова В.Д.* Закономерности локализации и прогнозная оценка осадочных образований Украинского щита на вторичные каолины // *Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд.* – Киев : Наук. думка, 1981. – С. 274–282.
58. *Добрянский Ю.Е.* Юрские отложения Киевского Приднепровья : Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Киев, 1968. – 16 с.
59. *Добрянский Ю.Е., Соловицкий В.И.* Новые данные о байосских отложениях г.Киева // *Материалы по геол., гидрогеол., геохим. и геофиз. Украины, Белоруссии, Армении, Урала, Киргизии и Сибири.* – Киев : Изд-во Киев. ун-та, 1973. – № 9. – С. 32–36.
60. *Додатко А.Д.* Кора выветривания Украинского щита : Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Киев, 1976. – 42 с.
61. *Додатко А.Д., Хорошева Д.П., Погребной В.Т. и др.* Типовые профили кор выветривания кристаллических пород Украинского щита // *Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые.* – Киев : Наук. думка, 1975. – С. 35–81.
62. *Домарев В.С.* Некоторые постседиментационные изменения свинцово-цинкового оруднения в осадочных месторождениях // *Стратиформные месторождения цвет-*

- ных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых (Фрунзе, 6–8 окт. 1981 г.) : Тез. докл. – Фрунзе : ФПИ, 1981. – С. 12–14.
63. Дядченко М.Г., Хатунцева А.Я. К минералогии и геохимии процесса выветривания ильменита // Докл. АН СССР. – 1960. – 132, № 2. – С. 435–438.
 64. Дядченко М.Г., Хатунцева А.Я. Континентальные россыпи Днепро-Бугского района // Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах : Ч. 2. – М. : Изд-во АН СССР, 1960. – С. 115–128.
 65. Дысса Ф.М. О сеноманских и нижнемеловых отложениях Причерноморской впадины // Науч. зап. Днепропетр. ун-та. – 1940. – XVII. – С. 25–36.
 66. Єрмаков Ю.Г., Мастистий Б.У., Рибаків Н.П. Про північну межу поширення нижньокрейдових відкладів у північно-західній частині Причорноморської западини // Геол. журн. – 1965. – 25, Вип. 1. – С. 102–103.
 67. Закономерности размещения полезных ископаемых : Т. IV. Россыпи / Отв. ред. Н.С.Шатский. – М. : Госгортехиздат, 1960. – 254 с.
 68. Зарицкий П.В. Конкреционные комплексы и их значение для формационного анализа осадочных толщ (на примере карбона Донбасса) // Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. – Киев : Наук. думка, 1975. – С. 50–56.
 69. Заруцький К.М., Рябчун В.К. Ранньокрейдові долини на Корсунь-Новомиргородському плутоні // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1967. – № 6. – С. 485–486.
 70. Зорин Е.С., Пучков Е.В. Роль сингенетических и эпигенетических процессов в формировании стратиформных полиметаллических месторождений // Тез. докл. 27 МКК. – М. : Наука, 1984. – Т. VI, секция 12. – С. 373.
 71. Зубенко С.М., Грицай Р.О., Ельянов М.Д. Літолого-фациальні тип. нижньокрейдових відкладів північного борту Причорноморської западини // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1974, № 7. – С. 579–582.
 72. Иванников А.В., Пермиков В.В. Стратиграфия мезозойских отложений Украинского щита // Докл. АН СССР. – 1968. – 182, № 4. – С. 896–898.
 73. Иванов О.В., Бекжанов Г.Р., Пушко Е.П. и др. Кору выветривания Казахстана и их рудоносность // Кору выветривания и бокситы : Тез. докл. Всесоюз. совещ. (Кустанай, 2–4 июня 1981 г.). – Алма-Ата : КазИМС, 1981. – С. 3–4.
 74. История развития и минералогия чехла Русской платформы / Под. ред. Ю.Г.Старичко. – Л. : Недра, 1981. – 224 с.
 75. Казанский Ю.П. Влияние корообразования на литогенез. // Кору выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. – Киев : Наук. думка, 1975. – С. 204–211.
 76. Каптаренко-Черноусова О.К. Стратиграфія юрських і нижньокрейдових відкладів платформеної частини УРСР // Геол. журн. – 1960. – 20, Вип. 2. – С. 5–16.
 77. Калужная С.Н., Пастухова М.В., Трофименко Л.А. и др. Роль исходных пород в образовании месторождений бокситов // Месторождения бокситов и их связь с выветриванием : Сб. науч. тр. – Алма-Ата : КазИМС, 1983. – С. 49–57.
 78. Калыев Г.И., Бернатовский В.Я., Стрыгин А.И. Металлогения Украинского щита // Метаморфогенное рудообразование : Ч. 2. – Киев : Наук. думка, 1972. – С. 321–345.
 79. Калыев Г.И., Крутиховська З.О., Жуков Г.В. та ін. Тектоніка Українського щита. – К. : Наук. думка, 1972. – 162 с.
 80. Касимов Н.С., Никитин А.Г. Палеогеохимические условия формирования вторичных ореолов рассеяния рудных месторождений Казахстана в мезо-кайнозое // Палеогеографические основы рационального использования естественных ресурсов : Ч. 2. Прикладная палеогеография : Тез. докл. Всесоюз. конф. (Днепропетровск, 21–23 сент. 1977 г.). – Киев : Наук. думка, 1977. – С. 14–15.
 81. Каталог річок України / Відп. ред. В.І.Мокляк. – Київ : Вид-во АН УРСР, 1957. – 192 с.
 82. Кирпаль Г.Р. Прогноз и поиски месторождений бокситов. – М. : Недра, 1980. – 272 с.
 83. Клер В.Р. Металлогения угленосных отложений // Условия образования месторождений редких и цветных металлов. – М. : Наука, 1982. – С. 45–52.

84. Кондрачук В.Ю., Корниенко С.П. Опыт качественной корреляции корообразования и осадкообразования в мезо-кайнозое на Приднепровском склоне Украинского щита // Кобы выветривания на территории УССР : Ч. 1. – Киев : Наук. думка, 1971. – С. 91–105.
85. Коннов Л.П. Геология и генезис бокситов Средней Азии. – М. : Недра, 1972. – 288 с.
86. Константинов М.М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. – М. : Изд-во АН СССР, 1963. – 183 с.
87. Крештапова В.И. Редкие, рассеянные и другие элементы в торфяных месторождениях Русской платформы // Изучение торфяного сырья и сапропеля. – М. : Недра, 1970. – С. 117–148.
88. Кривцов А.И. Мезокайнозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение: Ч. 1, 2. – Л. : Недра, 1968. – 328 с.
89. Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления / Отв. ред. Н.П.Семененко. – Киев : Наук. думка, 1975. – 560 с.
90. Кузнецов В.А., Матрунич Л.И. Аллювиальные комплексы отложений земной коры Белоруссии и их металлоносность. – Минск : Наука и техника, 1978. – 186 с.
91. Куковский Е.Г., Мовчан Н.П. О механизме процесса латеритизации // Кобы выветривания на территории СССР : Т. 2. – Киев : Наук. думка, 1971. – С. 5–11.
92. Лейпиг А.В., Левина А.П., Ясаманов Н.А. Стратиграфия и закономерности формирования мезо-кайнозойских бокситоносных отложений юго-запада Сибирской платформы. – М. : Недра, 1976. – 128 с.
93. Лисицина Н.А. О замещении кварца гиббситом // Докл. АН СССР. – 1956. – 109, № 5. – С. 1023–1025.
94. Листова Л.П., Бондаренко Г.П. Осаждение и дифференциация меди, свинца и цинка в условиях зоны осадкообразования. – М. : Недра, 1978. – 99 с.
95. Ломаева С.Т. Споры та пилко доверхньоокрейдових осадових відкладів Житомирської області // Геол. журн. – 1961. – 21, Вип. 2. – С. 102–104.
96. Лубченко И.Ю., Холодов В.Н. Геохимия свинца в современных осадках и ее роль в познании рудообразования прошлых эпох // Условия образования месторождений редких и цветных металлов. – М. : Наука, 1982. – С. 82–95.
97. Люльева С.А., Добрянский Ю.Е. Спориво-пыльцевые комплексы юрских отложений Киевского Приднепровья // Материалы по геол., гидрогеол., геохим. и геофиз. Украины, Казахстана и Забайкалья. – Киев : Изд-во Киев. ун-та, 1973. – № 3. – С. 11–13.
98. Малич Н.С., Туганова Е.В. Структурно-формационный анализ – основа прогноза полезных ископаемых на платформах // Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. – Л. : ВСЕГЕИ, 1971. – С. 68–71.
99. Матвеева Л.А., Сивцов А.В., Рождественская З.С. О минералообразовании в разбавленных неорганических системах $Al - SiO_2 - H_2O$ при нормальных условиях (по экспериментальным данным) // Месторождения бокситов и их связь с выветриванием : Сб. науч. тр. – Алма-Ата : КазИМС, 1983. – С. 125–130.
100. Мельничук Э.В. Древняя кора выветривания северо-восточной части Украинского щита и полезные ископаемые, связанные с ней : Автореф. дис. ... канд. геол.-минт. наук. – Киев, 1972. – 25 с.
101. Металлогения Украины и Молдавии / Под ред. Я.Н.Белевцева. – Киев : Наук. думка, 1974. – 518 с.
102. Методическое пособие по металлогении / Отв. ред. В.Т.Матвиенко. – М. : Недра, 1976. – 272 с.
103. Михайлов Б.М. Строение и закономерности размещения бокситоносных формаций на территории СССР // Литолого-фациальный анализ осадочных рудоносных формаций (Ленинград, 4–6 окт. 1971 г.) : Тез. докл. – Л. : ВСЕГЕИ, 1971. – С. 6–8.
104. Михайлов Б.М. Региональные и локальные закономерности размещения бокситовых месторождений. – Л. : Недра, 1978. – 68 с.
105. Михайлов Б.М., Броневой В.А., Орлова М.П. Месторождения глиноземного сырья // Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. – Л. : Недра, 1973. – С. 81–87.

106. *Момджи Г.С. Титан* // *Металлы в осадочных толщах.* – М. : Наука, 1964. – С. 197–244.
107. *Нечаев С.В.* Геолого-геохимическая природа оруденения в осадочном чехле западной части Восточно-Европейской платформы. – Киев : Наук. думка, 1978. – 192 с.
108. *Николаева И.В.* Обстановки осадко- и рудообразования по данным изучения минералов группы глауконита // *Тез. докл. 27 МГК.* – М. : Наука, 1984. – Т. II. – С. 155.
109. *Никитина А.П.* Смельянское месторождение бокситов речного типа // *Генетические классификации и типы бокситовых месторождений СССР.* – М. : Наука, 1974. – С. 120–128.
110. *Объяснительная записка к карте бокситоносности СССР масштаба 1:5 000 000 /* Гл. ред. А.В.Сидоренко. – Л. : ВСЕГЕИ, 1973. – 60 с.
111. *Овчаренко В.К.* Типоморфные особенности и физические свойства ильменита из россыпей Северной Украины // *IV Всесоюз. совещ. по геологии россыпей (Киев, 15–17 июня 1973 г.)* : Тез. докл. – Киев : Наук. думка, 1973. – С. 92–93.
112. *Основные типы рудных формаций : Терминологический справочник /* Под ред. Ю.А.Косыгина и Е.А.Кулиша. – М. : Наука, 1984. – 316 с.
113. *Пантелеев В.М., Нечаева Т.П., Беляева З.Н.* Влияние органических кислот на растворимость сульфидных минералов меди, свинца и цинка // *Современ. методы исслед. в гидрогеологии и инж. геологии.* – М. : Недра, 1970. – С. 75–77.
114. *Пасичний Г.В.* Нові дані про крейдові відклади Нижнього Придніпров'я // *Геол. журн.* – 1966. – 26, Вып. 6. – С. 79–82.
115. *Перельман А.И.* Геохимия. – М. : Высш. школа, 1979. – 423 с.
116. *Платформенные бокситы СССР /* Отв. ред. Д.Г.Сапожников. – М. : Наука, 1971. – 388 с.
117. *Плотникова Л.Ф., Воронова М.А.* К истории геологического развития южной Украины и Молдавии в раннемеловую эпоху // *Тектоника и стратиграфия.* – 1977. – Вып. 12. – С. 52–60.
118. *Попов В.И.* Опыт классификации и описания геологических формаций : В 2-х ч. – Л. : Недра, 1966. – Ч. 1. – 208 с.; 1968. – Ч. 2. – 552 с.
119. *Попов В.М.* Некоторые вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений // *Сов. геология.* – 1976. – № 11. – С. 71–83.
120. *Проблемы генезиса бокситов /* Отв. ред. Д.Г.Сапожников. – М. : Наука, 1975. – 324 с.
121. *Пустовалов Л.В.* Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии // *Проблемы советской геологии.* – 1933. – № 1. – С. 57–80.
122. *Пучков Е.В.* Главные факторы формирования стратиформных полиметаллических месторождений Казахстана // *Условия образования месторождений редких и цветных металлов.* – М. : Наука, 1982. – С. 37–45.
123. *Радзишил А.Я.* К вопросу о тектоно-магматической природе Оболонской впадины (северо-восточный склон Ущ) // *Тектоника и стратиграфия.* – 1981. – Вып. 20. – С. 48–52.
124. *Рожков И.С.* Размещение древних и ископаемых россыпей и факторы, контролирующие их образование // *Закономерности размещения полезных ископаемых : Т. III.* – М. : Изд-во АН СССР, 1960. – С. 224–240.
125. *Рухин Л.Б.* Основы литологии. – Л. : Гостоптехиздат, 1961. – 779 с.
126. *Рухин Л.Б.* Основы общей палеогеографии. – Л. : Гостоптехиздат, 1962. – 628 с.
127. *Рябенко В.А.* Основные черты тектонического строения Украинского щита. – Киев : Наук. думка, 1970. – 128 с.
128. *Савко А.Д.* Минералого-генетическая характеристика аптских глин северного склона Воронежской антеклизы // *Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы.* – Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1977. – Вып. 4. – С. 3–10.
129. *Савко А.Д.* Эпохи корообразования в истории Воронежской антеклизы. – Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1979. – 120 с.
130. *Самарин М.О.* Вугленосність юрських відкладів північно-західної частини УКЩ і суміжної частини Дніпровсько-Донецької западини // *Доп. АН УРСР. Сер. Б.* – 1968. – № 11. – С. 977–979.

131. Сапожников Д.Г. Основы прогноза осадочных рудных месторождений. – М. : Недра, 1972. – 207 с.
132. Сапожников Д.Г. Об особенностях состава и условиях образования осадочных бокситов платформенных областей // Месторождения бокситов и их связь с выветриванием : Сб. науч. тр. – Алма-Ата : КазИМС, 1983. – С. 5–19.
133. Сапожников Д.Г., Бугельский Ю.Ю., Витовская И.В. и др. Рудоносные коры выветривания СССР – теоретические аспекты образования и размещения // Тез. докл. 27 МГК. – М. : Наука, 1984. – Т. VI. – С. 283–284.
134. Сеницын В.М. Климат латерита и боксита. – Л. : Недра, 1976. – 152 с.
135. Скрипченко Н.С. Классификация стратиформных свинцово-цинковых месторождений на литолого-фациальной основе // Геология руд. месторождений. – 1979. – № 6. – С. 3–16.
136. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. – М. : Недра, 1969. – 688 с.
137. Соловицкий В.Н. Стратиграфия и условия образования отложений нижнего мела северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины // Геол. журн. – 1971. – 31, № 5. – С. 97–103.
138. Станіславський Ф.А. Вік континентальних вугленосних відкладів північної частини Українського щита // Геол. журн. – 1965. – 25, Вип. 6. – С. 95–98.
139. Стажук М.Ф. Термодинамика и ее применение в литологии. – М. : Наука, 1985. – 22 с.
140. Стратиграфія УРСР : Т. 7. Юра / Відп. ред. І.М.Ямниченко. – К. : Наук. думка, 1969. – 216 с.
141. Стратиграфія УРСР : Т. 8. Крейда / Відп. ред. О.К.Каптаренко-Черноусова. – К. : Наук. думка, 1971. – 320 с.
142. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза : В 2-х т. – М. : Изд-во АН СССР, 1960. – Т. 1. – 212 с.; Т. 2. – 574 с.
143. Стрыгин А.И. Петрология и рудные формации докембрия Украинского щита. – Киев : Наук. думка, 1978. – 260 с.
144. Теняков А.В. Генетическая классификация месторождений бокситов // Докл. АН СССР. – 1978. – 243, № 6. – С. 1534–1537.
145. Теняков А.В. Бокситы основных генетических классов: сопоставление важнейших черт геохимии // Месторождения бокситов и их связь с выветриванием : Сб. науч. тр. – Алма-Ата : КазИМС, 1983. – С. 28–39.
146. Трофимов В.С. Генетические типы россыпей и закономерности их размещения // Закономерности размещения полезных ископаемых : Т. IV. Россыпи. – М. : Госгортехиздат, 1960. – С. 5–19.
147. Тюрин Б.А., Теняков В.А. Формации месторождений бокситов // Принципы прогноза оценки месторождений полезных ископаемых : Т. 2. – М. : Недра, 1977. – С. 154–206.
148. Условия образования месторождений редких и цветных металлов / Отв. ред. В.Н.Холодов. – М. : Наука, 1982. – 256 с.
149. Хатунцева А.Я., Левковская Н.Ю. Россыпи Северной Вольги и особенности их вещественного состава // Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах : Ч. 2. – Киев : Наук. думка, 1960. – С. 130–145.
150. Холодов В.Н. О типах концентрации редких элементов в осадочных породах и некоторых общих вопросах теории рудообразования // Состояние и задачи советской литологии : Ч. II. – М. : Наука, 1970. – С. 130–141.
151. Хорошева Д.П. Кора выветривания пород Белозерского железорудного района // Кора выветривания на территории УССР : Ч. 1. – Киев : Наук. думка, 1971. – С. 116–201.
152. Хорошева Д.П., Эльянов М.Д. Бокситовая формация коры выветривания Украинского щита и ее аналоги в осадочных толщах // Палеогеографические основы рационального использования естественных ресурсов. Ч. 2 (Днепропетровск, 21–23 сент. 1977 г.) : Тез. докл. Всесоюз. конф. – Киев : Наук. думка, 1977. – С. 26–28.
153. Цеховский Ю.Г. Типы диагенетических процессов в платформенных бокситах //

- Месторождения бокситов и их связь с выветриванием : Сб. науч. тр. — Алма-Ата : КазИМС, 1983. — С. 219—224.
154. *Читева Н.А., Голева Г.А.* Особенности геохимии цинка в зоне гипергенеза рудных месторождений и вероятные формы его переноса в подземных водах // Сов. геология. — 1972. — № 1. — С. 73—89.
 155. *Хаш В.Е.* Общая геотектоника. — М. : Недра, 1973. — 512 с.
 156. *Шальт Е.С., Рябчук В.К.* Минералого-петрографическая характеристика бокситовых пород Смелянского месторождения // Коря выветривания на территории УССР : Ч. 2. — Киев : Наук. думка, 1971. — С. 89—102.
 157. *Шанцер Е.В.* О генетических типах континентальных отложений и генетических типах россыпей // Геология россыпей. — М. : Наука, 1965. — С. 14—27.
 158. *Шанцер Е.В.* Некоторые общие вопросы учения о генетических типах отложений // Процессы континентального литогенеза. — М. : Наука, 1980. — С. 5—27. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 350).
 159. *Шаталов Е.Т.* Основные научные принципы и методика составления средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт // Закономерности размещения полезных ископаемых : Т. 8. — М. : Наука, 1967. — С. 365—386.
 160. *Шварцев С.Л.* Гидрогеохимия зоны гипергенеза. — М. : Недра, 1978. — 287 с.
 161. *Шевченко О.Е.* Некоторые особенности седиментационной обстановки на северо-восточном склоне Украинского щита в байосское время // Докл. АН УССР, Сер. Б. — 1979. — № 1. — С. 13—17.
 162. *Шевченко О.Е.* Новые данные о нижнемеловых отложениях Молочанского грабена // Геол. журн. — 1980. — 40, № 3. — С. 133—136.
 163. *Шевченко О.Е.* Металлогенические особенности среднеюрских и нижнемеловых континентальных отложений Украинского щита // Рудообразование и металлогения : Сб. науч. трудов. — Киев : Наук. думка, 1981. — С. 165—170.
 164. *Шевченко О.Е.* Закономерности мезозойского континентального рудообразования на территории Украинского щита и его склонов // Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. — Киев : Наук. думка, 1982. — С. 49—56.
 165. *Шевченко О.Е., Гойжевский А.А.* Палеогеографическая обстановка на Украинском щите и его склонах в раннем мелу // Региональная палеогеография : Тез. докл. Всесоюз. конф. по палеогеограф. основам рационального использования естественных ресурсов (Днепропетровск, 21—23 сент. 1977 г.). — Киев : Наук. думка, 1977. — С. 43—46.
 166. *Шевченко О.Е., Гойжевский А.А.* Закономерности среднемезозойского континентального бокситообразования на Украинском щите // Коря выветривания и бокситы : Тез. докл. Всесоюз. совещ. (Кустанай, 2—4 июня 1981 г.). — Алма-Ата : КазИМС, 1981. — С. 107—108.
 167. *Шевченко О.Е., Гойжевский А.А., Ребенков Д.Ф.* Условия образования континентальной бокситоносно-угленосной формации нижнего мела на южном склоне Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1977. — № 1. — С. 25—29.
 168. *Шнюков Е.Ф., Корниенко С.П., Юханов Н.С.* Образование конкреций в мезокайнозойских отложениях юга Украины. — Киев : Наук. думка, 1969. — 195 с.
 169. *Шумлянский В.А.* Киммерийская металлогеническая эпоха на территории Украины. — Киев : Наук. думка, 1983. — 220 с.
 170. *Шеглов А.Д.* Основы металлогенического анализа. — М. : Недра, 1976. — 296 с.
 171. *Шербак О.В.* К вопросу о путях образования и накопления сульфида свинца в природных условиях // Геохимия. — 1957. — № 8. — С. 723—730.
 172. *Ямниченко И.М., Пермяков В.В., Поляк Л.М.* Особливості розвитку основних структурних елементів УРСР і МРСР в кінці тріасу та протягом нижньої і середньої юри // Геол. журн. — 1960. — 22, Вип. 2. — С. 53—57.
 173. *Ясаманов Я.А.* Ладишафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. — М. : Недра, 1978. — 224 с.
 174. *Aleva G.* Bauxite and other durierusts in Suriname, a review // Geologie an Mijubuw. — 1979. — N 3. — P. 179—187.
 175. *Butter J.R.* The geochemistry and mineralogy of rock weathering (2). — The Nordmark area, Oslo // Geoch. et Cosmoch. Acta. — 1954. — 6, N 5/6. — P. 268—281.
 176. *Kersen J.F. van.* Bauxite deposits in Suriname and Demerara (British Guiana) // Leidse Geol. Medded. — 1956. — 21. — P. 249—375.
 177. *Pita Frank W., Hune Norman J.* The depositional environment of zinc, lead, and cadmium in reservoir sediments // Water Res. — 1975. — 9, N 8. — P. 701—706.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
<i>Глава 1. Особенности строения и эволюции мезозойских экзогенных рудогенерирующих систем</i>	<i>9</i>
1.1. Основные этапы развития областей питания и бассейнов седиментации	11
1.2. Металлогеническая специализация областей питания	15
<i>Глава 2. Гумидные рудоносные формации и условия их образования</i>	<i>26</i>
2.1. Принципы выделения формаций и построения структурно-формационных карт	26
2.2. Геологическое строение, локализация и металлогеническое значение рудоносных формаций	28
2.2.1. Юрский формационный комплекс	29
2.2.2. Меловой формационный комплекс	36
2.3. Физико-географические условия седиментогенеза рудоносных формаций	42
<i>Глава 3. Гумидное экзогенное осадочное рудообразование</i>	<i>60</i>
3.1. Типы рудных формаций и факторы, контролировавшие их образование и локализацию	60
3.1.1. Россыпные формации	60
3.1.2. Бокситорудный комплекс	71
3.1.3. Колчеданно-свинцово-цинковая формация в углях и углистых терригенных породах	85
3.2. Общие закономерности континентального гумидного рудообразования	101
<i>Глава 4. Металлогенический анализ платформенного чехла</i>	<i>111</i>
4.1. Рудоконтролирующие факторы и основные принципы металлогенического районирования	111
4.2. Характеристика металлогенических площадей	119
4.3. Опыт использования результатов формационного и металлогенического анализа для решения задач прогнозирования	126
Заключение	134
Список литературы	136

1 p. 80 κ.

5057

Рис. 9. Распространение континентальных отложений: а - нижнемеловых; б - готервских и барремских (1), аптских (2) и альбских (3). Континентальная формация. Флювиальный комплекс фаций: 1 - условный галечник, гравелит, песок гравелистый, разнозернистый, крупнозернистый; пойменный: 2 - песок тонко-, мелкозернистый, алевролит, песок с песчанником, песчаник, иногда прослой глины; 3 - вторичный каолин в различной степени песчанистый, переслаивание песка и песчаника, песчано-каолиновая порода; 4 - глина в различной степени песчанистая, переслаивание глины и песка; озерно-болотный комплекс фаций: 5 - глина углистая с прослоями бурого угля; 6 - переслаивание углистой глины, углистого песка, иногда песчаника с прослоями бурого угля; 7 - переслаивание углистых алевролита, алевролита, песка, глины, редко песчаника с прослоями бурого угля. Морская батская формация: 8 - верхнебатская субформация; 9 - нижнебатская субформация; 10 - континентально-морская (лагунная) формация; 11 - порода фундамента. Дельта долины: 12 - выделенные континентальными отложениями; 13 - с возможным локальным их распространением; 14 - тальвеги основных долин в области сноса; 15 - контур дельтовых отложений (а - не перекрытых, б - перекрытых озерно-болотными отложениями); 16 - контур озерно-болотных отложений (а - не перекрытых, б - перекрытых морскими отложениями); 17 - разломы платформенного этапа развития. Границы распространения: 18 - морских формаций; 19 - доурских или домеловых осадочных отложений; 20 - площади постмезозойского размыва юрских и меловых формаций; 21 - линия разреза. Литологический состав формаций (условные обозначения к литолого-стратиграфическим колонкам): 22 - галечник; 23 - глинисто-обломочно-песчаная; 24-29 - песок: 24 - крупнозернистый с гравием и галькой; 25 - среднезернистый; 26 - мелкозернистый; 27 - мелкозернистый; 28 - каолинистый; 29 - тонко- и мелкозернистый, глинистый, с тонкими прослоями глины; 30-33 - глина: 30 - слабо песчаная; 31 - с тонкими прослоями и присыпками песка; 32 - с прослоями алевролита; 33 - сильно углистая; 34 - алевролит с прослоями песка; 35 - аргиллит; 36 - каолин песчаный; 37 - песчано-каолиновая порода; 38-39 - песчаник: 38 - кварцевый, полевошпат-кварцевый; 39 - каолинит-кварцевый; 40 - известняк; 41 - мергель; 42 - мел; 43 - опока; 44 - горячий сланец; 45 - окремнение; 46 - бокситы, бокситовидные породы; 47 - породы с бобовой структурой; 48 - бурый уголь; 49 - лагунит; 50 - первичные каолины; 51 - кристаллические породы; 52 - раковинный детрит; 53 - раковины моллюсков хорошей сохранности; точки определения: 54 - фауны, в том числе микрофауны; 55 - флоры, в том числе спорово-пыльцевых комплексов; 56 - обугленные растительные детриты; 57 - то же в большом количестве (сильно углистые породы); 58 - пирит, марказит; 59 - автохтонные остатки растений (стебли, корневища); 60 - косая слоистость. Литологический индекс формаций и субформаций: 61 - флювиальной терригенной; 62 - озерно-болотной угленосно-терригенной; 63 - морской; 64 - лагунной; 65 - разрез по скважине (справа сверху - глубина залегания кровли, внизу - мощность вскрытых отложений)

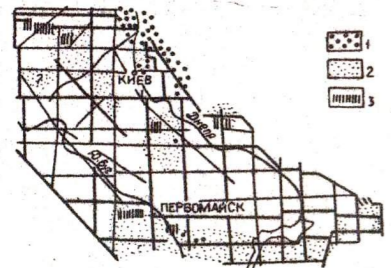
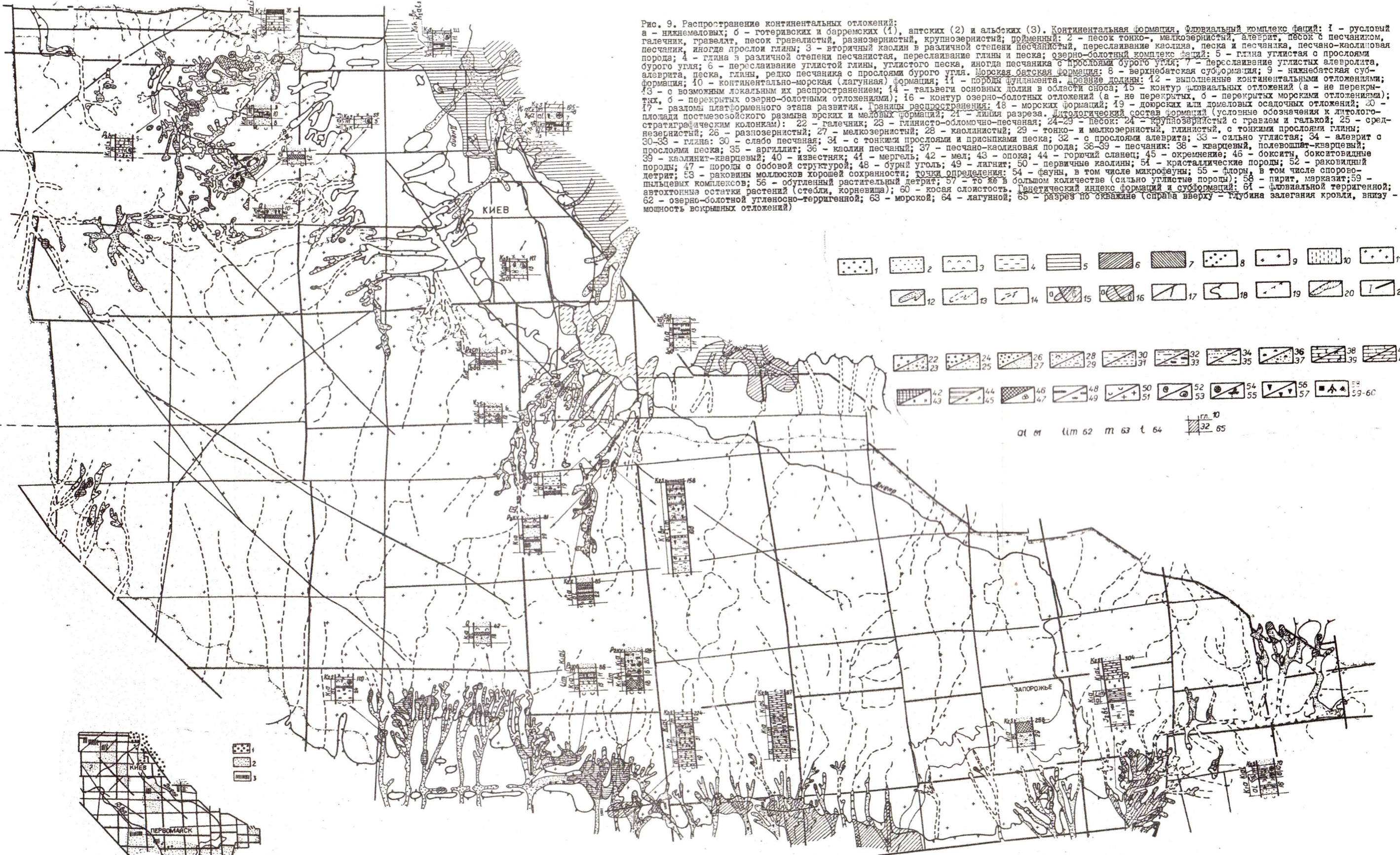


Рис. 5. Распространение байосских формаций на северо-восточном склоне Украинского щита.
Условные обозначения см. на рис. 9

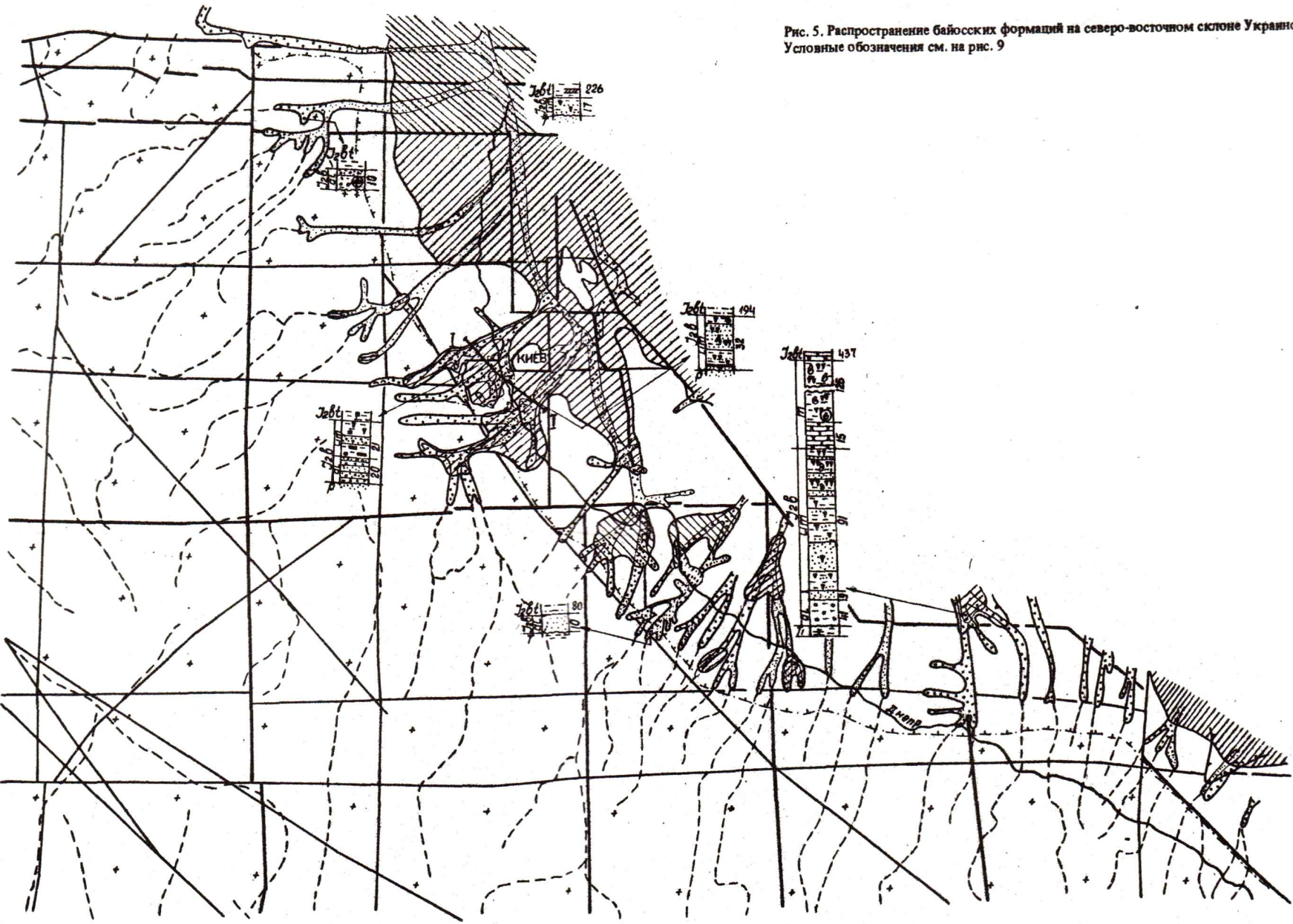


Рис. 8. Распространение батских отложений на северо-восточном склоне Украинского щита.
Условные обозначения см. на рис. 9

