

ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ УКРАИНЫ

« НАУКОВА ДУМКА »

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ УКРАИНЫ



КИЕВ — 1964

Книга посвящена проблемам металлогении Украины и ее главным геологоструктурным регионам, таким как Большой Кривой Рог, Доно-Днепровская зона, Карпаты, Крым, Приазовье и др.

Книга состоит из двух разделов: в первом разделе освещены общие вопросы металлогении Украины, а во втором — металлогения отдельных регионов.

В первом разделе описаны общие черты металлогении Украины, проблемы металлогенической специализации подвижных зон, главные факторы гипогенного рудообразования в Украинском щите, особенности металлогении докембрийских щитов и методы составления металлогенических и прогнозных карт.

Во втором разделе книги рассмотрена металлогения Украинского кристаллического щита, Украинской железорудной провинции (Большой Кривой Рог), Доно-Днепровской структурно-фациальной зоны, а также альпийских сооружений — Карпат и Крыма. Особенно детально рассмотрена металлогения Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны.

Книга рассчитана на широкие круги геологов, занимающихся изучением и поисками месторождений полезных ископаемых.

Ответственный редактор

Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ

Редакционная коллегия:

Д. Е. Айзенберг, Я. Н. Белевцев, Г. И. Каляев, П. К. Лагутин, А. К. Прусс,
В. И. Скаржинский, С. А. Скуридин, А. И. Стрыгин.

ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ УКРАИНЫ

Печатается по постановлению ученого совета Института геологических наук

Редактор В. Н. Завириوخина

Художественный редактор В. М. Тепляков

Оформление художника Г. М. Балюна

Технический редактор Ю. Б. Дахно

Корректор М. Т. Максименко

БФ 05059. Зак. № 1956. Изд. № 251. Тираж 700. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Печ. физ. листов 20,625.
Условн. печ. листов 27,428. Учетно-изд. листов 26,9. Подписано к печати 10.XII 1964 г.
Цена 1 руб. 53 к. Т. з. № 14, 1964 г., поз. 47.

Издательство «Наукова думка», Киев, Репина, 3.
Киевская книжная типография № 5 Государственного Комитета Совета Министров УССР по печати.
Киев, Репина, 4.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В работе излагаются основные проблемы металлогении Украины в том виде, в каком они представляются авторам в настоящее время. В основу ее положен большой фактический материал, собранный и обобщенный в течение последних пяти лет коллективами научных сотрудников Института геологических наук АН УССР, геологами треста «Кривбассгеология», Донбасса, Крыма, Закарпатья и Днепропетровска.

При написании настоящей работы авторы исходили из того, что читатели знакомы с основными положениями общей металлогении и представляют себе принятую номенклатуру металлогенических терминов и классификацию металлогенических единиц.

Авторы книги — Д. Е. Айзенберг, Я. Н. Белевцев, И. Н. Бордунов, С. Т. Борисенко, Г. А. Булкин, Б. А. Горлицкий, М. Н. Довгань, Л. Г. Загоруйко, Л. Р. Казаков, Г. И. Каляев, М. А. Карасик, В. Г. Качан, А. С. Киселев, П. К. Лагутин, Е. К. Лазаренко, Э. А. Лазаренко, Э. М. Лапицкий, Ф. Е. Лапчик, В. А. Ласьков, М. Л. Левенштейн, В. Ф. Малаховский, М. В. Миткеев, А. К. Прусс, В. И. Скаржинский, С. А. Скуридин, Ф. И. Соловьева, А. И. Стрыгин, Е. Г. Сушук, Н. В. Теплицкая, С. Е. Федюшин, В. Ю. Фоменко, Т. Н. Школа, А. Г. Штернов, М. А. Ярошук.

Такой большой авторский коллектив, принимавший участие в написании книги, естественно, очень затруднил работу редакционной коллегии, так как необходимо было привести к одному стилю и соответствующему объему разные по своему значению главы книги, написанные различными авторами.

В составлении металлогенической и прогнозной карт Криворожско-Кременчугской зоны и подготовке к изданию описаний рудных полей и зон обогащенной минерализации принимали участие Л. И. Бородавская, В. М. Заруба, Н. М. Мороз, В. Д. Николенко и И. А. Попова — геологи треста «Кривбассгеология». При написании раздела «Криворожско-Кременчугская структурно-металлогеническая зона» авторами также использовались материалы Б. М. Богоявленского, Н. К. Воронкевич, Н. П. Гречишниковой, Е. А. Зыкова, И. К. Лейчинской, Ф. К. Монакова, Г. М. Струевой, В. И. Сухопарова, Р. И. Ткач, Н. И. Цикаленко, А. В. Шевченко.

Работы выполнялись в тесном содружестве с геологами экспедиций Государственного геологического комитета СССР — И. И. Черкасовым, В. Д. Гребцовым и Р. В. Дементьевым.

Кроме того, значительное содействие в работе оказали геологи треста «Днепргеология» — главный геолог треста С. Т. Борисенко, гео-

логи А. Г. Марикуца, О. Д. Тимошенко, В. Ф. Голенчук, А. И. Андреев и др.

Очень большая работа по оформлению рукописи и иллюстраций и подготовке их к печати выполнена Л. Н. Береговской, М. М. Бондаренко, Ю. Я. Бржосневской, А. Г. Ивановой, С. В. Кузенко, И. Л. Лужанской, В. С. Неживовым, Н. А. Рыбалко, Е. Г. Сушук. Всем этим товарищам авторы выражают искреннюю признательность.

Редакционная коллегия и авторы понимают, что настоящая книга содержит лишь первые итоги изучения металлогении Украины, которые необходимы геологам при проведении геологического картирования и поисковых работ, а также для дальнейшего углубления металлогенических исследований на Украине.

Авторы с признательностью примут замечания по любым вопросам нашей книги.

ВВЕДЕНИЕ

В книге изложены первые итоги проведенных в последние годы работ по изучению металлогении отдельных регионов Украины. Наиболее обстоятельные работы проведены в Криворожско-Кременчугской металлогенической зоне, Павлоградско-Запорожской зоне, а также во всей Украинской железорудной провинции. В этих районах в течение последних трех-четырёх лет работал коллектив геологов Криворожского бассейна, треста «Днепргеология» и научных сотрудников отдела металлогении Института геологических наук АН УССР. Значительные работы проведены по изучению металлогении Доно-Днепровской подвижной зоны. В них участвовали геологи треста «Артемгеология» и Института геологических наук. Начаты работы по металлогеническим обобщениям альпийских сооружений — Крыма и Карпат, которые проводятся научными сотрудниками Львовского университета и геологами Карпатской экспедиции треста «Киевгеология».

Все эти работы находятся на различных стадиях выполнения, одни из которых только начаты, другие достигли наибольшего развития, и лишь по отдельным районам они подошли к завершению. Однако несмотря на такое, в целом незавершенное, состояние работ по металлогении Украины, мы выпускаем в свет эту книгу. Издание книги вызвано настоятельной необходимостью ознакомить геологов с общим металлогеническим районированием Украины, с разработанными принципами и методами изучения металлогении кристаллического щита, а также с конкретными итогами исследований по отдельным регионам и районам Украины. Это позволит геологам Украины правильно направить дальнейшие работы и расширит круг участников по составлению районных комплексных и пометальных металлогенических прогнозных карт, а также сделает возможным использовать опубликованные в книге данные для прогноза поисков новых месторождений минерального сырья.

Книга состоит из двух крупных разделов:

1. Общие вопросы металлогении, в которых освещены главнейшие черты металлогении Украины, проблема металлогенической специализации подвижных зон, особенности металлогении и методики составления металлогенических и прогнозных карт докембрийских щитов.

2. Металлогения структурных регионов Украины, освещающая:

- а) главнейшие черты металлогении Украинского щита, дано обоснование этапов геологического развития, выделение металлогенических эпох и металлогеническое районирование;

- б) металлогенический очерк Украинской железорудной провинции и детальное описание металлогении Криворожско-Кременчугской и Белозерско-Запорожской структурно-фациальных зон;

- в) металлогенический очерк Брусилов-Одесской зоны;
- г) металлогенический очерк Приазовской области;
- д) металлогенический очерк Доно-Днепровской (герцинской) провинции, в котором приведено обоснование металлогенических эпох, металлогеническое районирование и дано описание наиболее важных рудных полей;
- е) металлогенический очерк Альпийской подвижной зоны, отдельно по Крыму и Советским Карпатам.

Какие же проблемы поставлены в настоящей книге?

Первой проблемой является раскрытие истории геологического развития Украинского кристаллического щита. Украинский щит — юго-западная часть Русской платформы — имеет кристаллическое основание, состоящее в подавляющей своей массе из гранитов, мигматитов, анатектитов, гнейсов и останцов многих метаморфических пород, в различной степени гранитизированных.

На основании применения метода «снятия» метаморфизма и выделения осадочно-вулканогенных формаций, критического использования данных абсолютного возраста и анализа складчатых структур кристаллическое основание щита рассматривается нами как многоэтажное складчатое сооружение, развившееся из докембрийской геосинклинали.

Основой в строении щита являются геосинклинальные и, в меньшей степени, субплатформенные осадочные и вулканические формации, впоследствии в различной степени метаморфизованные и гранитизированные под влиянием динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма. Гранитные интрузии в строении щита имеют весьма подчиненное значение. Анализ формаций пород, складчатых структур, наложенных процессов и данных абсолютного возраста позволил выделить четыре этапа геологического развития щита: *раннеархейский, позднеархейский, раннепротерозойский и позднепротерозойский.*

Раннеархейский изучен очень плохо и выделяется условно. Позднеархейский и раннепротерозойский этапы отвечают развитию докембрийской геосинклинали Украинского щита. Позднепротерозойский этап выразился в появлении платформенных образований в виде субгоризонтально залегающих осадочных пород и в резком сокращении областей гранитизации.

Эти представления об истории геологического развития щита, изложенные в книге, резко отличаются от ранее принятых и являются в какой-то степени еще предварительными, однако они достаточно обоснованы фактическим материалом. История геологического развития Украинского щита в таком виде и положена в основу металлогенического анализа всего щита и отдельных его районов.

Второй важнейшей проблемой является природа рудообразования в докембрии. До самого последнего времени образование и размещение эндогенных месторождений в Украинском щите во всех случаях рассматривали генетически связанными с интрузиями различного состава. Поэтому все месторождения относились к группе магматогенных, а их поиски соответственно проводились в зонах развития интрузивных массивов. Однако в подавляющем большинстве случаев такая генетическая и пространственная связь оказалась справедливой только для ультраосновных и щелочных интрузий. Гранитоидные породы, развитые на щите, за небольшим исключением имеют не интрузивное, а метаморфическое происхождение. Поэтому наши работы по металлогении ставили цель установить истинную природу рудообразования, а в связи с этим и закономерности размещения полезных ископаемых.

Проведенное изучение месторождений Криворожско-Кременчуг-

ской, Павлоградско-Запорожской зоны и других районов дало возможность установить закономерную связь концентрации металлов и образования месторождений с различными этапами геологического развития щита. Накопление металлов происходило в терригенных, хемогенных и вулканогенных осадках с последующей концентрацией при метаморфизме и ультраметаморфизме и образованием подавляющей части промышленных месторождений. Вместе с тем, мы далеки от мысли отрицать для Украинского щита связь некоторой части месторождений с интрузивными образованиями. Известны интрузии основных, ультраосновных, кислых и щелочных пород, с которыми связана небольшая группа месторождений, представленных собственно магматическими — хромитами, титано-магнетитами, никелевыми; пегматитовыми и гидротермальными, связанными с щелочными и часто кислыми интрузиями.

Охарактеризованный новый подход к оценке образования рудных месторождений позволил установить зависимость размещения месторождений от состава исходных пород, характера метаморфизма и гранитизации, магматизма и тектонической структуры.

Третьей проблемой является металлогеническое районирование щита и определение металлоносности различных толщ, свит, интрузивов и структур. Наиболее металлоносными породами щита являются сложно-складчатые толщи пород. По мере развития в них гранитизации, с возникновением и увеличением роли мигматитов и анатектитов, металлоносность их снижается. В связи с этой закономерностью, а также благодаря особенностям геосинклинального периода развития наибольшее количество месторождений и рудопроявлений различных металлов располагается среди узких синклиналиев метаморфических пород, развившихся из внутригеосинклинальных областей P_{rtz_1} (Криворожско-Кременчугский, Павлоградско-Запорожский и Брусилов-Одесский).

Следующими по степени концентрации оруденения являются узкие складчатые зоны, преимущественно сложенные эффузивными породами, развившиеся из геосинклинальных рвов позднеархейского цикла (Верховцево-Чартомлыкский, Сурский, Бугский и др.).

Малорудны или совсем безрудны зоны срединных массивов раннепротерозойской геосинклинальной области, развившиеся из внутренних геосинклинальных зон позднеархейского цикла, сложенных в различной степени гранитизированными биотитовыми гнейсами. Из интрузий к наиболее продуктивным, по имеющимся материалам, можно отнести ультраосновные и щелочные. Продуктивность гранитоидных интрузий не изучена и, по существу, остается не оцененной.

Четвертой проблемой является закономерность образования и размещения месторождений в Герцинской и Альпийской складчатых зонах. Как показано в книге, Доно-Днепровская зона, Крым и Карпаты все время привлекают внимание очень многими рудопроявлениями различных металлов, а такие, как ртуть и полиметаллы, дают значительные промышленные скопления. Более или менее определенно устанавливается связь этих жильных и прожилковых месторождений и рудопроявлений с разрывными и складчатыми структурами и определенным составом вмещающих пород.

Так, залежи Никитовского рудного поля размещаются среди мощных пластов песчаников, изогнутых в антиклинальные складки и осложненных зонами трещиноватости пластового и разрывного происхождения.

Эти месторождения всеми относятся к группе гидротермальных, связанных с постмагматической деятельностью. Однако никаких доказательств связи их с гранитными интрузиями нет, да и сами граниты в Донбассе не известны. Вместе с тем ртутные месторождения распола-

гаются только в определенной свите песчаников, имеющей повышенный фон ртути, превышающий кларк в несколько раз. Почему нет месторождений в других аналогичных породах других свит, казалось бы, лежащих на пути движения гидротерм? В них есть те же структуры, но нет повышенного кларка ртути. Почему малоомощные пласты песчаников имеют и те же складки, и те же разрывные структуры, но не содержат месторождений? Может быть представления о гидротермальном (постмагматическом) образовании этих месторождений неверны, основаны на древней традиции относить все жильные месторождения к этой группе. Не указывают ли приведенные выше признаки на осадочно-метаморфический генезис этих месторождений? Но пока это проблема, и ее решение приведет к пониманию закономерностей размещения ртутных месторождений.

Нет пока ясности в образовании и закономерностях размещения карпатских месторождений. В отличие от Донбасса они связаны с эффузивными породами. Здесь нет осадочных или метаморфических пород, несущих высокие фоны рудных элементов. Здесь нет определенных пород или свит, несущих месторождения и рудопоявления. Вместе с тем здесь наблюдается в некоторых местах зональность, заканчивающаяся у поверхности баритовой зоной, обычной для типичных гидротермальных месторождений. Нет оснований не соглашаться с авторами раздела о металлогении Карпат, относящими эти месторождения к гидротермальному типу. Однако для современного уровня требований этого мало. Необходимо вскрыть природу рудообразования и закономерности размещения руд в деталях, чтобы они позволили составить карты прогноза и по ним направить поисковые работы.

Пятой проблемой следует считать роль глубинных разломов в рудообразовании и размещении месторождений. Роль глубинных разломов показана нами при рассмотрении развития докембрийской геосинклинали. В первые периоды по зонам глубинных разломов образовывались внутригеосинклинальные рвы, с которыми связано накопление вулканогенных пород и многих металлов, положивших основание для образования месторождений. По глубинным разломам зарождались и развивались субмеридиональные геосинклинальные зоны раннего протерозоя. По глубинным разломам в конечные этапы развития поднимались интрузии кислых и ультраосновных пород, с которыми связано образование рудных месторождений. Эта проблема очень важная и нуждается в дальнейшей всесторонней разработке. Кроме того, в книге поднят и затронут ряд других, более узких или частных проблем, которые в рамках этой вводной главы перечислить невозможно.

Некоторые из приведенных проблем близки к своему решению; для решения других уже много сделано, в то время как третьи находятся в стадии сбора фактического материала, и сейчас совершенно невозможно предположить, каким будет решение.

Многие из проблем нуждаются в широком обсуждении, коллективном просмотре и решении. Не надо забывать, что решение одних проблем сразу порождает новые, часто еще более сложные, которые для своего решения потребуют еще больших усилий науки и практики.

Авторы отчетливо понимают, что с изданием книги наша роль по изучению металлогении Украины не заканчивается, а лишь начинается, так как дальнейшее расширение металлогенических и прогнозных работ — насущная задача всех геологов Украины. Это крайне необходимо, и оно должно вестись на основе тесного содружества геологической науки и практики, т. е. совместными работами научных сотрудников геологических институтов АН УССР и геологов Главгеологии УССР.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ УКРАИНЫ

В основу настоящего раздела положены результаты новейших исследований, выполненных отделом металлогении Института геологических наук АН УССР с участием геологов, работающих по изучению геологии отдельных регионов Украины (Е. К. Лазаренко, С. Т. Борисенко, Э. А. Лазаренко, В. И. Скаржинского, М. Л. Левенштейна, В. А. Лебединского, М. М. Карасика и многих других).

Металлогеническая характеристика отдельных районов составлена по новейшим данным, изложенным ниже в соответствующих главах.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Территория УССР состоит из качественно различных структурных регионов. Среди них могут быть выделены две группы: а) геотектонические регионы, находящиеся в пределах Русской платформы: Украинский щит и его западные, южные и северо-восточные склоны; юго-западный склон Воронежского массива; Доно-Днепровская субгеосинклиналь (Днепровско-Донецкая впадина и Донбасс); Галицийско-Волинская впадина; Причерноморская впадина; б) геотектонические регионы, находящиеся за пределами Русской платформы, примыкающие к ней: Крым, Карпаты и Добруджа (рис. 1).

Первая группа регионов относится к категории платформенных или субгеосинклинальных структур, вторая — к геосинклиналям.

Это общее подразделение отражает лишь современную структуру земной коры территории Украины. Так, платформенные структуры должны рассматриваться в качестве производных конечных этапов тектонического развития, поскольку в докембрии они прошли через геосинклинальные условия формирования. Последнее мы особо подчеркиваем, поскольку металлогения кристаллического основания платформ не отделима от условий развития древнейших подвижных зон, консолидированных в докембрийский период развития.

Перечисленные тектонические регионы Украины возникли на протяжении длительной геологической истории, равной более 3,5 млрд. лет. Она включает по крайней мере четыре докембрийских цикла (или мегацикла) геологического развития: раннеархейский, позднеархейский, раннепротерозойский, позднепротерозойский и послерифейские циклы: каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский. Им соответствуют металлогенические эпохи, создавшие все многообразие эндогенных и экзогенных месторождений рудного и нерудного сырья Украины

с ее всемирно известными месторождениями черных, цветных и редких металлов и других полезных ископаемых.

Докембрийские металлогенические эпохи характеризуются необыкновенно широким развитием желеazonакопления, благодаря которому возникли крупнейшие месторождения железных руд Украинского щита, а также месторождения и рудопроявления меди, кобальта и никеля, титаномагнетитов, хромитов и редких металлов.

Наиболее высокой продуктивностью отличается раннепротерозойская металлогеническая эпоха, с которой связано большинство месторождений щита.

Герцинская и последующие металлогенические эпохи в Доно-Днепровской подвижной зоне обусловили возникновение значительного комплекса рудопроявлений меди, свинца, цинка, сурьмяно-ртутных и полиметаллических месторождений и рудопроявлений флюорита.

Альпийская металлогеническая эпоха дала значительные месторождения и рудопроявления в Карпатах и отчасти в Крыму. В эту эпоху в Карпатах возникли месторождения ртути, мышьяково-ртутные и мышьяково-сурьмяные рудопроявления; тогда же возникли золото-полиметаллические и алунитовые месторождения, медноколчеданные и молибденовые рудопроявления, а в Крыму — минерализация ртути, свинца и цинка.

Особенно продуктивным явился кайнозойский этап альпийской металлогенической эпохи, в котором возникли крупнейшие экзогенные месторождения в коре выветривания кристаллических пород и в платформенном чехле Украинского щита, а также осадочные месторождения в Альпийской геосинклинальной зоне. К этому этапу относятся месторождения бокситов Украинской железорудной провинции, рудные россыпи Приднепровья, Приазовья и других районов, месторождения железных руд Керченского полуострова, месторождения окисных и карбонатных марганцевых руд Никопольского и Большетокмакского районов.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В настоящее время на территории СССР можно выделить только главные металлогенические провинции, области и зоны, характеризующиеся определенным набором месторождений металлических полезных ископаемых. Металлогенические площади выделены в соответствии с их размерами, формой, структурными и генетическими особенностями. Разумеется, что главные металлогенические единицы выделены в прямом соответствии со структурными регионами территории Украины. К последним относятся: Украинский щит, Доно-Днепровская подвижная зона, Причерноморская впадина, Карпаты и Крым. Затем внутри этих крупнейших регионов выделены металлогенические провинции, области и зоны, которые во многих случаях подразделены на еще более дробные единицы.

Основные подразделения сделаны, исходя из следующей принятой схемы:

Площади изометричной или какой-либо иной формы	Площади линейновытянутые
Металлогеническая провинция	Металлогеническая зона
Металлогеническая область	Рудный пояс
Рудный район	Рудная зона
Рудное поле	

В качестве крупных подразделений приняты металлогеническая провинция и металлогеническая область. В одних случаях область подчинена провинции, в других — они равноценны. Для Украинского щита принято выделение следующих наиболее крупных металлогенических площадей: Брусилов-Одесская (Днепровско-Бугская) металлогеническая область (зона); Украинская железорудная провинция; Приазовская металлогеническая область. Здесь принят термин провинция, поскольку он стал традиционным для района Среднего Приднепровья и вошел в таком виде в литературу как часть железорудного металлогенического пояса Русской платформы.

Следующее подразделение — металлогеническая зона, например Криворожско-Кременчугская или Белозерско-Запорожско-Павлоградская. Внутри их выделяются рудные пояса, например Орехово-Павлоградский и Конкско-Белозерский. Затем, в свою очередь, выделяются рудные районы, например Белозерский железорудный район. И, наконец, — рудные месторождения (Южно-Белозерское, Северо-Белозерское и др.).

Во всех этих подразделениях мы, по возможности, стремились сохранить основной принцип — соответствие металлогенической площади отвечающему ей структурно-тектоническому элементу.

Ниже приведена краткая характеристика металлогении перечисленных выше основных структурных регионов территории Украины.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ РЕГИОНОВ УКРАИНЫ

Украинский кристаллический щит

Металлогеническая характеристика щита, приведенная здесь, исходит из новейших фактов и представлений по истории его геологического развития и учитывает огромный фактический материал, накопившийся за многие десятилетия. В истории геологического развития щита (Белевцев и Прусс, 1962) выделяются четыре этапа формирования его кристаллического основания и соответствующие им металлогенические эпохи: *раннеархейская, позднеархейская, раннепротерозойская и позднепротерозойская.*

Месторождения осадочного чехла формировались в основном в кайнозойский этап альпийской металлогенической эпохи. Ниже (см. раздел «Главнейшие черты геологического развития и металлогении») эти подразделения получили подробное освещение, здесь же укажем только основные черты металлогении, характеризующие эти эпохи.

Раннеархейская металлогеническая эпоха связана с наиболее древними породами щита, развитыми в районе Днепродзержинска, Днепрпетровска и Запорожья. Насколько можно судить по реконструированным формациям, они отвечают геосинклинальным условиям развития. В настоящее время они представлены огромными массивами мигматитов, образующих северо-восточные складчатые структуры анатектитов и гранитов. Наличие среди них эффузивных фаций свидетельствует о раннем геосинклинальном вулканизме, а интенсивная гранитизация отвечает, возможно, среднему (соскладчатому) этапу. Формации заключительной стадии развития неизвестны.

Быть может, вследствие весьма глубоких и интенсивных процессов

гранитизации территория нижнеархейских структур сравнительно бедна рудопроявлениями. К ним относятся проявления меди, титана, железа, никеля и циркона в основных эффузиях и интрузиях гипербазитов.

Позднеархейская металлогеническая эпоха имеет более четкий разрез геосинклинальных образований. В основании их залегает спилито-кератофировая формация, сменяющаяся выше вулканогенно-терригенными формациями. Этот цикл развития охватывает все пространство складчатого основания щита — от Приазовья до его западной границы с характерными для этого периода северо-западными структурами. Здесь можно различить среди вулканогенных, терригенных и хемогенных осадков формации начальных и ранних этапов развития: спилито-кератофировую, песчано-глинистую и железисто-кремнистую вулканогенную. Пространственно они выражены в геосинклинальных рвах, например, в сравнительно хорошо изученных Верховцевском и Сурском синклинориях. К подобным зонам, возможно, относятся чарнокиты в западной части щита. За пределами этих районов, вероятно, преобладало накопление терригенного материала. Все эти образования охватывают начальную, или первую, стадию развития подвижной зоны.

Во вторую, складчато-метаморфическую, стадию проявились складкообразовательные процессы, метаморфизм и ультраметаморфизм. В итоге первичные осадки были преобразованы в биотитовые и амфиболовые гнейсы, кварциты и сланцы, а также в мигматиты различного состава — виннициты, чарнокиты, агматиты и граниты, объединяемые в ингуло-подольскую серию.

Металлогения позднеархейской эпохи проявилась на обширной площади. В начальных вулканогенных формациях возникла обогащенная минерализация в виде накопления железа, титана, никеля, кобальта, меди и циркония. Затем возникли железорудные месторождения и медно-никелевые рудопроявления, в их числе — Верховцевское, Сурское и Чертомлыкское месторождения.

Металлогения позднеархейской эпохи не отделима от первичного осадкообразования и вулканизма. Сингенетична с ними минерализация железа, титана, хрома, меди, никеля и кобальта. Перераспределение этих элементов и последующее обогащение происходило при метаморфизме, явившемся, пожалуй, решающим фактором в рудообразовании.

Раннепротерозойская металлогеническая эпоха связана с одноименным периодом развития, который ознаменовался перестройкой плана структур предшествующей геосинклинали. Произошло заложение и развитие субмеридиональных узких ровообразных субгеосинклиналей, которые наложились на прежние структуры позднеархейского цикла. Так возникли Криворожско-Кременчугский, Брусилов-Одесский и Конкско-Белозерский синклинории, длина которых измеряется сотнями километров.

Необходимо заметить, что о границах, возрастном объеме и классификации структурных элементов раннепротерозойской геосинклинали Большого Кривого Рога в литературе существуют различные взгляды, иногда резко отличающиеся, иногда сближающиеся. Естественно, это нашло отражение и в настоящей работе (см. раздел «Геотектоническое развитие»).

В Криворожско-Кременчугском прогибе имеется полный набор формаций, указывающих на полноту его развития. В раннепротерозойском цикле геологического развития намечается несколько стадий: начальная — вулканогенно-терригенная, в которую образовались метабазиты (K_0) Кривого Рога, конгломераты и песчано-глинистые породы (K_1) и талько-карбонатные породы; ранняя — терригенно-хемогенная

стадия, в которую образовались железисто-кремнистая формация (K_2); складчато-метаморфическая стадия, с которой связано образование формаций верхней свиты криворожской серии (K_3) — верхняя терригенная, лагунная и молассовая; и, наконец, разломно-интрузивная стадия — образование гранитов (токовских, боковянских, верблюжинских, коростенских и др.). С этой же стадией связано образование поперечных сбросов и сдвигов.

Раннепротерозойская металлогеническая эпоха была самой продуктивной. В начальную стадию в связи с накоплением пород офиолитовой и спилито-кератофировой формаций сформировались рудопрооявления меди, титана, никеля, кобальта. В нижней терригенной формации образовалась редкометальная минерализация. В раннюю, терригенно-хемогенную, стадию произошло накопление железа, положившее начало формированию Криворожских железорудных месторождений, а также месторождений железа в других районах щита. В складчатую среднюю стадию образовались богатые железные руды, а затем рудопрооявления меди, циркония и других элементов. В конгломератах и кварцито-песчаниках, образовавшихся на заключительной стадии развития геосинклинали, не исключена возможность нахождения редкометальных элементов в промышленных концентрациях.

Раннепротерозойская металлогеническая эпоха определяется характером стадийного развития, а также внутренним строением геосинклинальных зон. Во всех стадиях развития происходило накопление и концентрация различных металлов. Если в начальные и ранние стадии происходило накопление металлов в вулканогенных, терригенных и хемогенных осадках, то в среднюю, складчато-метаморфическую, стадию происходили преобразование кристаллических парагенезисов и концентрация металлов с образованием метаморфизованных, метаморфических и ультраметаморфических месторождений. С поздней, разрывно-интрузивной, стадией связано образование рудопрооявлений и месторождений хрома, никеля и других металлов, генетически связанных с интрузиями ультраосновных пород.

Позднепротерозойская металлогеническая эпоха связана с периодом формирования молодой платформы с пологими складчатыми структурами (Овручский кряж), а также с интрузиями щелочных магм (Приазовский район). К этой эпохе относятся гидротермальные и пегматитовые месторождения Приазовья, а также нерудные ископаемые Овручского кряжа.

Докембрийская металлогения щита в той или иной мере отразилась в последующих процессах рудообразования, интенсивно протекавших на протяжении кайнозойского этапа альпийской металлогенической эпохи.

Послерифейская история участка земной коры, занятого Украинским щитом, во многом еще не ясна, поскольку она оставила сравнительно мало данных. Известно, что Украинский щит как таковой по существу оформился и обособился в Русской платформе только в нижнем палеозое. На протяжении почти всей послекембрийской истории здесь преобладали восходящие движения, и длительное время морского осадкообразования не происходило. Поэтому многое в палеозойско-мезозойской истории щита нам доподлинно неизвестно. Однако, несомненно, что к этому времени относится образование весьма мощных кор выветривания на кристаллическом основании. В кайнозое продолжалось формирование кор выветривания. С этими корами связано образование месторождений бокситов, силикатного никеля и других металлов на метабазах и ультраосновных породах. Тогда же формировались и оса-

дочные месторождения платформенного чехла. Решающим фактором экзогенной металлогении явилось размещение источников питания, областей сноса и накопления и палеогеографические условия.

По данным Г. И. Молявко (1960), в палеоцене и раннем эоцене преобладал континентальный режим, благоприятствовавший формированию бокситовых залежей, приуроченных к Южноингулецкой зоне метабазитов. В позднем эоцене щит опускался и значительная часть его погружалась под уровень эоценового бассейна.

В олигоцене в мелководно-прибрежных условиях сформировались крупнейшие марганцевые руды Никопольского и Большетокмакского районов.

Неогеновая металлогения щита характеризуется образованием важнейших рудных россыпей. Кварцевые пески полтавской серии, накопившиеся в мелководном море и в древних речных долинах, содержат акцессорные минералы, транспортированные из древних толщ докембрия и его коры выветривания. Впоследствии, уже в позднем миоцене и еще позднее, размыв и переотложение этих «прароссыпей» привели к образованию промышленных концентраций тяжелых минералов в Среднем Приднепровье и в Приазовье.

ДОНО-ДНЕПРОВСКАЯ ПОДВИЖНАЯ ЗОНА

Новейшие данные по металлогении этой зоны приведены в разделе Д. Е. Айзенверга, П. К. Лагутина, Т. Е. Лапчик, В. С. Ласькова, М. Л. Левенштейна и В. И. Скаржинского, где они отнесли Доно-Днепровскую подвижную зону к разряду металлогенической провинции.

Доно-Днепровская металлогеническая провинция в геологоструктурном отношении отвечает субгеосинклинали, включающей Донбасс и Днепровско-Донецкую впадину. Соответственно, она делится на две металлогенические области: *Донецкую и Днепровскую*.

Главными геологоструктурными элементами этой герцинской складчатой системы являются: 1) Южная ступенчатая моноклираль и Волновахская зона сочленения Донбасса с Приазовским блоком; 2) Центральная складчатая зона Донбасса; 3) Северодонецкая зона продольных надвигов; 4) Северная моноклираль Донбасса; 5) Переходная зона купольных структур между Донецким бассейном и Днепровско-Донецкой впадиной; 6) Центральный грабен Доно-Днепровской подвижной зоны и ее северные и южные склоны; 7) Южная моноклираль Доно-Днепровской подвижной зоны.

Это геотектоническое районирование и положено в основу металлогенического районирования Доно-Днепровской металлогенической провинции (табл. 1).

Металлогения провинции в известной мере связана с условиями образования ее огромной толщи осадочных пород. В соответствии с ходом развития Доно-Днепровской субгеосинклинали в этой толще пород довольно четко намечается формационный ряд, члены которого отвечают обычным этапам развития подвижных зон. Выделяются следующие формации (в стратиграфической последовательности): 1) терригенно-галогеенная формация предшествующего цикла геологического развития (девон); 2) нижняя вулканогенно-терригенная формация среднего и верхнего девона; 3) известняковая формация нижнего и среднего карбона; 4) терригенно-угленосная (флишoidная) формация среднего и верхнего карбона; 5) галогеенно-карбонатная и галогеенно-красноцветная формация верхнего карбона — нижней перми; 6) пестроцветная формация пермотриаса.

Место-положение	Геотектонический район	Условия развития	Основные циклы геологического развития и абсолютный возраст	Структурные элементы в пределах геотектонических районов	Формации
За пределами Русской платформы	Крым	Геосинклинальные	Альпийский	Антиклинории Горного Крыма Зона передовых прогибов: а. Альминская впадина б. Индольская впадина Симферопольско-Евпаторийское поднятие Керченская складчатая зона	Флишoidная формация Известняково-мергельная верхней юры и мела Спилиито-кератофировая (Т ₃ —J ₂) Нижняя терригенная ф. J ₁) таврической свиты
	Карпаты			Карпатский передовой прогиб: а. Внешняя зона прогиба б. Внутренняя зона прогиба Внешняя Скибовая антиклинальная зона Внутренняя антиклинальная зона Раховский массив (Центральное поднятие герцинского возраста в Альпийской складчатой системе) Закарпатские впадины Центральная синклиальная зона	Терригенно-вулканогенная (андезиты, базальты и N ₁ —N ₂) Интрузивная формация тофов, порфиров и дацитов Молассовая грубо-терригенная (тон) Лагунная соляно-гипсовая Флишевая формация (Р) Вулканогенно-известняково-терригенно-известняково-(Сг) формации Нижняя терригенная ф. Формации преимущественных палеозойских отложений Ховского массива, образующий предшествующий цикл
В пределах Русской платформы	Доно-Днепровская подвижная зона (Донбасс и Днепровско-Донецкая впадина)		Герцинский	Южная ступенчатая моноклиаль и Волновахская зона сочленения Донбасса с Приазовским блоком Северная моноклиаль Донбасса Центральная складчатая зона Донбасса Северодонецкая зона продольных надвигов Переходная зона купольных структур между Донецким бассейном и Днепровско-Донецкой впадиной Центральный грабен Доно-Днепровской подвижной зоны и ее северные и южные склоны Южная моноклиаль Доно-Днепровской подвижной зоны	Пестроцветная формация триаса Галогенно-карбонатная красноватая формация карбона — нижней пермской Терригенно-угленосная формация среднего и позднего карбона Известняковая формация среднего карбона Нижняя вулканогенная формация среднего и позднего карбона Терригенно-галогенная предшествующего цикла геологического развития (D)
	Субгеосинклинальные				
		Платформенные	Верхнепротерозойский 1500—1300 млн. лет		Молодая платформа. Пологие складчатые структуры с единичными разрывами, Овручский кряж
	Платформенные	Платформенные	Платформенные	Узкие синклинии субмеридионального простирания: Криворожско-Кременчугский, Каневский и Брусилковский	Песчано-глинистая, угленосная и песчано-конгломератная (K ₁)

Сводная схема металлогении территории УССР

Геологические районы	Формации и рудные комплексы			Металлогенная область
	Формации	Металлогенная эпоха	Рудные комплексы	
Крыма овых прогибов: ская впадина ская впадина горийское подня- складчатая зона	Флишондная формация палеогена Известняково-мергельная формация верхней юры и мела Спилиито-кератофировая формация (T ₃ —J ₂) Нижняя терригенная формация (T ₃ — J ₁) таврической свиты	Альпийская	Эндогенная металлогения Рудопроявления ртути Рудопроявления Pb и Zn Экзогенная металлогения Осадочные железорудные месторо- ждения (Камыш-Бурунское, Эльти- ген-Ортельское, Кыз-Аульское и др.)	Зона дизъ- рической с гломератов Зоны малъ- Эски-Орды- зий Азово-Кер- логеническ Керченская низма
и прогиб: прогиба и прогиба антиклинальная зона альная зона центральное подня- а в Альпийской альная зона	Терригенно-вулканогенная формация (андезиты, базальты и их туфы — N ₁ —N ₂) Интрузивная формация гранодиори- тов, порфиритов и дацитов (сармат) Молассовая грубо-терригенная (тор- тон) Лагунная соляно-гипсовая (N ₁) Флишевая формация (Pg ₃ —Cr) Вулканогенно-известняковая (J) и терригенно-известняково-мергельная (Cr) формации Нижняя терригенная формация (T) Формации преимущественных терри- генных палеозойских отложений Ра- ховского массива, образованные в предшествующий цикл (герцинский)	Докембрийская, каледонская, герцинская, киммерийская и альпийская	Полиметаллические, медноколчедан- ные, молибденовые и железорудные проявления Кобальтовые и никелевые рудопрояв- ления Золото-полиметаллические и алунито- вые месторождения Рудопроявления ртути, теллуру-вис- мутовые и свинцово-цинковые рудо- проявления Месторождения ртути и рудопрояв- ления мышьяково-ртутные и мышьяко- во-сурьмяные	Металлоген- Раховская Меловая — Тортон-сар- Береговск Верхнепли- а. Выг б. Мер
моноклираль и очленения Донбас- оком ь Донбасса тая зона Донбасса продольных на- польных структур ассейном и Днеп- диной Доно-Днепровской северные и юж- Доно-Днепровской	Пестроцветная формация пермо- триаса Галогенно-карбонатная и галогенно- красноцветная формация верхнего карбона — нижней перми Терригенно-угленосная флишевидная формация среднего и верхнего кар- бона Известняковая формация нижнего и среднего карбона Нижняя вулканогенно-терригенная формация среднего и верхнего де- вона Терригенно-галогенная формация предшествующего цикла геологичес- кого развития (D)	Герцинская, киммерийская и альпийская	Рудопроявления Cu, Zn, Pb, Mo, Ba Флюорит в пределах Николаевского, Красноармейского, Покрово-Киреев- ского, Кураховско-Трудовского и Южнодонецкого рудных полей Рудопроявления и обогащенная ми- нерализация ильменита, сфалерита, флюорита Сурьмяно-ртутные и полиметалличе- ские месторождения Никитовки и Нагольного Кряжа Рудопроявления Hg, Pb, Zn Ртутная и Pb—Zn минерализация Кластогенная обогащенная минерали- зация: ильменит, циркон, рутил, пир- рит Акцессорная минерализация Ni, Co, Cr, V, Pb, связанная с породами спи- лиито-кератофировой формации Акцессорная редкоземельная минера- лизация в углях Петропавловского р-на	Про- вин- ции Об- ла- сти Мета- Донецкая Днепровская Юж- Севе- Цент- Запа- Цент- Чер- При- Юж-
Пологие складча- диичными разры- ж	Терригенные субплатформенные фор- мации овручской серии	Верхнепротерозой- ская	Кварциты, пиррофиллитовые сланцы Рудопроявления, выраженные вкруп- нениями титаномагнетита, цирко- на и халькопирита	Металлоген- вические об- ласти и провинции Приазов- ская об- ласть Зона мета- мат- несу
субмеридионального рожско-Кременчуг-	Песчано-глинистая, углисто-карбонат- ная и песчано-конгломератовая фор-	Ужская	Рудопроявления Au, Cr, богатые же- лезные руды. Богатые магнетитовые	Кри- лог

Таблица 1

Эволюция территории УССР

Формации и рудные комплексы														
	Металлогеническая эпоха	Рудные комплексы	Металлогеническое районирование											
палеогенная формация формация формация (Т ₃ —	Альпийская	Эндогенная металлогения Рудопроявления ртути Рудопроявления Pb и Zn Экзогенная металлогения Осадочные железорудные месторождения (Камыш-Бурунское, Эльтиген-Ортельское, Кыз-Аульское и др.)	Зона дизъюнктивных контактов таврической свиты и верхнеюрских конгломератов Зоны малых интрузивов Эски-Ордынская зона малых интрузий Азово-Керченская фациально-металлогеническая область Керченская зона грязевого вулканизма											
я формация их туфы — гранодиоритов (сармат) генная (тор- ая (N ₁) g ₃ —Cr) вая (J) и мергельная формация (T) енных терри- ложений Ра- азованные в (герцинский)	Докембрийская, каледонская, герцинская, киммерийская и альпийская	Полиметаллические, медноколчеданные, молибденовые и железорудные проявления Кобальтовые и никелевые рудопроявления Золото-полиметаллические и алунитовые месторождения Рудопроявления ртути, теллури-висмутовые и свинцово-цинковые рудопроявления Месторождения ртути и рудопроявления мышьяково-ртутные и мышьяково-сурьмяные	Металлогенические зоны Раховская (древняя палеозойская) Меловая — Лужанско-Тереблянская Тортон-сарматская Береговско-Бая-Марская Верхнеплиоценовые: а. Выгорлат-Гутинская б. Мерник-Вышковская											
ция пермо- и галогенно- ия верхнего и флюви- идная ерхнего кар- ия нижнего и -терригенная ерхнего де- формация геологичес-	Герцинская, киммерийская и альпийская	Рудопроявления Cu, Zn, Pb, Mo, Ba Флюорит в пределах Николаевского, Красноармейского, Покрово-Киреевского, Кураховско-Трудовского и Южнодонбасского рудных полей Рудопроявления и обогащенная минерализация ильменита, сфалерита, флюорита Сурьмяно-ртутные и полиметаллические месторождения Никитовки и Нагольного Кряжа Рудопроявления Hg, Pb, Zn Ртутная и Pb—Zn минерализация Кластогенная обогащенная минерализация: ильменит, циркон, рутил, пирит Акцессорная минерализация Ni, Co, Cr, V, Pb, связанная с породами спилито-кератофировой формации Акцессорная редкоземельная минерализация в углях Петропавловского р-на	<table><tr><th>Про- вин- ции</th><th>Об- ла- сти</th><th>Металлогенические районы</th><th>Рудные зоны</th></tr><tr><td rowspan="2">Донецкая</td><td>Донецкая</td><td>Южный Северный Центральный</td><td>Волновахская Марковская Лисичанская Дружковско-Нагольчанская</td></tr><tr><td>Днепровская</td><td>Западнодонецкая Центральный Черниговский Приднепровский Южный</td><td>Краснооскольская Корюльско-Петровская</td></tr></table>	Про- вин- ции	Об- ла- сти	Металлогенические районы	Рудные зоны	Донецкая	Донецкая	Южный Северный Центральный	Волновахская Марковская Лисичанская Дружковско-Нагольчанская	Днепровская	Западнодонецкая Центральный Черниговский Приднепровский Южный	Краснооскольская Корюльско-Петровская
Про- вин- ции	Об- ла- сти	Металлогенические районы	Рудные зоны											
Донецкая	Донецкая	Южный Северный Центральный	Волновахская Марковская Лисичанская Дружковско-Нагольчанская											
	Днепровская	Западнодонецкая Центральный Черниговский Приднепровский Южный	Краснооскольская Корюльско-Петровская											
менные фор-	Верхнепротерозойская	Кварциты, пиррофиллитовые сланцы Рудопроявления, выраженные вкрапленниками титаномagnetита, циркона и халькопирита	<table><tr><th>Металлогенические об- ласти и провинции</th><th>Металлогенические зоны</th></tr><tr><td>Приазовская область</td><td>Зона цирконо-пирохлоровых и редкометалльных месторождений. Зона пегматитовых и гидротермальных жил, несущих колумбит и медь</td></tr></table>	Металлогенические об- ласти и провинции	Металлогенические зоны	Приазовская область	Зона цирконо-пирохлоровых и редкометалльных месторождений. Зона пегматитовых и гидротермальных жил, несущих колумбит и медь							
Металлогенические об- ласти и провинции	Металлогенические зоны													
Приазовская область	Зона цирконо-пирохлоровых и редкометалльных месторождений. Зона пегматитовых и гидротермальных жил, несущих колумбит и медь													
то-карбонат-	Рудопроявления Au, Cr, богатые же-	Криворожско-Кременчугская метал-												

[illegible]

Карпатский передовой прогиб: а. Внешняя зона прогиба б. Внутренняя зона прогиба Внешняя Скибовая антиклинальная зона Внутренняя антиклинальная зона Раховский массив (Центральное поднятие герцинского возраста в Альпийской складчатой системе) Закарпатские впадины Центральная синклиналиная зона	Терригенно-вулканогенная формация (андезиты, базальты и их туфы — N_1-N_2) Интрузивная формация гранодиоритов, порфиринов и дацитов (сармат) Молассовая груботерригенная (тортон) Лагунная соляно-гипсовая (N_1) Флишевая формация (Pg_3-Cr) Вулканогенно-известняковая (J) и терригенно-известняково-мергельная (Cr) формации Нижняя терригенная формация (T) Формации преимущественных терригенных палеозойских отложений Раховского массива, образованные в предшествующий цикл (герцинский)	Докембрийская, каледонская, герцинская, киммерийская и альпийская	Полиметаллические, медноколчедановые, молибденовые и железорудные проявления Кобальтовые и никелевые рудопроявления Золото-полиметаллические и алмазные месторождения Рудопроявления ртути, теллуридов и свинцово-цинковые проявления Месторождения ртути и рудопроявления мышьяково-рутные и мышьяково-сурьмяные
Ожная ступенчатая моноклираль и Волновахская зона сочленения Донбасса с Приазовским блоком Северная моноклираль Донбасса Центральная складчатая зона Донбасса Северодонецкая зона продольных надвигов Переходная зона купольных структур между Донецким бассейном и Днепровско-Донецкой впадиной Центральный грабен Доно-Днепровской подвижной зоны и ее северные и южные склоны Ожная моноклираль Доно-Днепровской подвижной зоны	Пестроцветная формация пермотриаса Галогенно-карбонатная и галогенно-красноцветная формация верхнего карбона — нижней перми Терригенно-угленосная флишевидная формация среднего и верхнего карбона Известняковая формация нижнего и среднего карбона Нижняя вулканогенно-терригенная формация среднего и верхнего девона Терригенно-галогенная формация предшествующего цикла геологического развития (D)	Герцинская, киммерийская и альпийская	Рудопроявления Cu, Zn, Pb, Mo, Флюорит в пределах Николаевского, Красноармейского, Покрово-Кирского, Кураховско-Трудовского, Южнодонецкого рудных полей Рудопроявления и обогащенная нерализация ильменита, сфалерита, флюорита Сурьяно-рутные и полиметаллические месторождения Никитовского, Нагольного Кряжа Рудопроявления Hg, Pb, Zn Ртутная и $Pb-Zn$ минерализация Кластогенная обогащенная минерализация: ильменит, циркон, рутил, рит Акцессорная минерализация Ni, Cr, V, Pb, связанная с породами лито-кератофировой формации Акцессорная редкоземельная минерализация в углях Петропавловск-на
Молодая платформа. Пологие складчатые структуры с единичными разрывами, Овручский кряж	Терригенные субплатформенные формации овручской серии	Верхнепротерозойская	Кварциты, пирокласситовые сланцы Рудопроявления, выраженные в виде линз титаномagnetита, цинка и халькопирита
Узкие синклиналии субмеридионального простирания: Криворожско-Кременчугский, Белозерско-Конкский и Брусиллов-Одесский	Песчано-глинистая, углесто-карбонатная и песчано-конгломератовая формации (K_3) Глинисто-хемогенная (железисто-кремнистая) формация (K_2) Песчано-глинистая, песчано-конгломератовая формация (K_1) Спилито-кератофировая и гипербазитовая формация (K_0)	Нижнепротерозойская	Рудопроявления Au, Cr, богатые железные руды. Богатые magnetит и гематит-магнетитовые руды Бедные железные руды. Рудопроявления ильменито-магнетитовые, медно-сульфидные Месторождения и рудопроявления Co, Cu, Ni и V
Северо-западные складчатые структуры метаморфических и ультраметаморфических пород Среднего Приднепровья, Ингула, Буча-Чудново-Бердического, Житомирского и Приазовского р-нов	Накопление осадков преимущественно начальных и ранних стадий геосинклинального развития Спилито-кератофировая формация Железисто-кремнисто-вулканогенная формация Ингуло-подольская серия	Верхнеархейская	Бедные железные руды (железистогорюхи). Рудопроявления Cu, Cr Графитовые мраморы. Метаморфические (гранитизационные) рудопроявления богатых magnetитовых титаномagnetитовых руд
Северо-восточные складчатые структуры метаморфических и ультраметаморфических пород Днепродзержинска — Днепрпетровска — Запорожья	Песчано-глинистые, кремнистые и карбонатные формации. Подчиненное значение имели вулканогенные формации	Нижнеархейская	Вкрапленная минерализация Sb, Fe, Ni

формация их туфы — гранодиоритов (сармат) генная (тор-ая (N₁) g₃—Cr) овая (J) и мергельная ормация (T) енных терри-ложений Ра-азованные в (герцинский)	Докембрийская, каледонская, герцинская, киммерийская и альпийская	Полиметаллические, медноколчедан-ные, молибденовые и железорудные проявления Кобальтовые и никелевые рудопрояв-ления Золото-полиметаллические и алунито-вые месторождения Рудопроявления ртути, теллуру-вис-мутовые и свинцово-цинковые рудо-проявления Месторождения ртути и рудопроявле-ния мышьяково-ртутные и мышьяко-во-сурьмяные	Металлогенические зоны Раховская (древняя палеозойская) Меловая — Лужанско-Тереблянская Тортон-сарматская Береговско-Бая-Марская Верхнеплиоценовые: а. Выгорлат-Гутинская б. Мерник-Вышковская
--	--	---	--

			Про-ви-н-ции	Об-ла-сти	Металлогенические районы	Рудные зоны
ция пермо- и галогенно- верхнего флишвидная ерхнего кар- я нижнего и -терригенная верхнего де- формация геологичес-	Герцинская, киммерийская и альпийская	Рудопроявления Cu, Zn, Pb, Mo, Ba Флюорит в пределах Николаевского, Красноармейского, Покрово-Киреев-ского, Кураховско-Трудовского и Южнодобасского рудных полей Рудопроявления и обогащенная ми-нерализация ильменита, сфалерита, флюорита Сурьмяно-ртутные и полиметалличе-ские месторождения Никитовки и Нагольного Кряжа Рудопроявления Hg, Pb, Zn Ртутная и Pb—Zn минерализация Кластогенная обогащенная минерали-зация: ильменит, циркон, рутил, пир-ит Акцессорная минерализация Ni, Co, Cr, V, Pb, связанная с породами сп-лито-кератофировой формации Акцессорная редкоземельная минера-лизация в углях Петропавловского р-на	Донецкая	Донецкая	Южный Северный Центральный	Волновахская Марковская Лисичанская Дружковско-На-гольчанская
менные фор-	Верхнепротерозой-ская	Кварциты, пироксилитовые сланцы Рудопроявления, выраженные вкрап-ленниками титаномагнетита, цирко-на и халькопирита	Металлогене-ические об-ласти и провинции	Приазов-ская об-ласть	Металлогенические зоны	Зона цирконо-пироксидовых и редко-металльных месторождений. Зона пег-матитовых и гидротермальных жил, несущих колумбит и медь
то-карбонат-овая фор- (железисто-К₂) чано-конгло-) и гипербази-	Нижнепротерозойская	Рудопроявления Au, Cr, богатые же-лезные руды. Богатые магнетитовые и гематито-магнетитовые руды Бедные железные руды. Рудопро-явления ильменито-магнетитовые и медно-сульфидные Месторождения и рудопроявления Co, Cu, Ni и V	Приднепровская провинция			Криворожско-Кременчугская метал-логеническая зона Белозерско-Запорожско-Павлоград-ская металлогеническая зона Брусилво-Одесская металлогениче-ская зона Верховцево-Никопольская металлогеническая область Никополь-Токмакская фацнально-ме-таллогеническая марганцевая область
имуществен-стадий гео- формация каногенная	Верхнеархейская	Бедные железные руды (железистые роговики). Рудопроявления Cu, Co, Cr Графитовые мраморы. Метаморфо-генные (гранитизационные) рудопро-явления богатых магнетитовых и ти-таномангнетитовых руд				
мнистые и Подчинен-лканогенные	Нижнеар-хейская	Вкрапленная минерализация Cu, Ti, Fe, Ni				

Самая нижняя — терригенно-галоге́нная формация девона, залегающая в центральном грабене Днепровско-Донецкой впадины, по-видимому, возникла на заключительных этапах каледонского цикла. Ее геоструктурное положение не совсем еще ясно.

В остальных же формациях, отвечающих герцинскому циклу геологического развития Доно-Днепровской подвижной зоны, легко обнаруживается нормальная последовательность, вполне отвечающая известной схеме развития подвижных зон, предложенной Ю. А. Билибиным.

В соответствии с этой схемой к начальным и ранним этапам развития следует отнести нижнюю терригенно-вулканогенную формацию с характерными для нее породами — диабазо-спилитами и кератофирами, а также известняковую формацию. Терригенно-угленосная формация, имеющая мощность свыше 10 000 м и по характеру являющаяся флишеидной, отвечает среднему складчатому этапу. Галоге́нно-карбонатная и галоге́нно-красноцветная формация в значительной мере имеет лагунное происхождение и, соответственно, идентична лагунным формациям альпийских геосинклиналей. Пестроцветная формация пермотриаса накапливалась в периферической зоне складчатого Донбасса, имеет ясно выраженный терригенный характер и может рассматриваться как аналог молассовых формаций. Эти две последние формации, следовательно, отвечают заключительным этапам развития герцинского цикла.

В Донецкой металлогенической области выделены три металлогенических района: Южный, Центральный и Северный.

Южный рудный район соответствует Южной моноклинали и Волновахской зоне сочленения Донбасса с Приазовским блоком. Здесь развиты в основном формации начальных и ранних этапов — вулканогенная, терригенная и известняковая. В Волновахской рудной зоне, в свою очередь, выделяются рудные поля: Ново-Николаевское, Красноармейское, Покрово-Киреевское, Кураховско-Трудовское и Южнодонбасское. Здесь встречены гидротермальные жильные (кальцито-доломито-кварцевые и др.) рудопроявления меди, цинка, молибдена, бария и гидротермально-метасоматические месторождения плавикового шпата. Все эти рудопроявления и месторождения тяготеют к разломным структурам зоны сочленения Донбасса и Украинского щита.

Северный металлогенический район совпадает с Северной моноклиальной зоной Донбасса. Здесь (Марковская зона) в кавернозных и трещиноватых породах известняковой формации обнаружены рудопроявления в виде прожилков и вкрапленников галенита, сфалерита, пирита и флюорита.

Центральный металлогенический район Донецкой области включает Центральную складчатую зону и Северодонецкую зону продольных надвигов. Он сложен синорогенной флишеидной формацией терригенно-угленосных отложений среднего карбона. В этом районе известны малые интрузии монцонито-порфиров, лампрофиров и андезитовых порфиритов.

В Центральном районе выделяются две рудные зоны: Лисичанская и Дружковско-Нагольчанская. В первой известны проявления редких элементов в углях. Вторая рудная зона вытянута вдоль Главного антиклинала и выражена ртутно-полиметаллическими рудопроявлениями и месторождениями. К ним относятся сурьяно-ртутные и полиметаллические месторождения Никитовки и Нагольного края. Они имеют гидротермальное происхождение, сопровождаются типичными околорудными изменениями вмещающих пород. Последние представлены сланцами, реже песчаниками.

Днепровская металлогеническая область включает ряд металлогенических районов: Западодонецкий, Центральный, Черниговский, Приднепровский и Южный.

В Западодонецком металлогеническом районе выявлены ртутная и полиметаллическая минерализация на Петровском и Корульском куполах. Оруденение приурочено к зонам брекчий соляных штоков. В брекчиях констатированы обломки диабазов трапповой формации.

К Западодонецкому металлогеническому району относятся также рудопроявления меди Бахмутской и Торецкой котловин в песчаниках галогенно-красноцветной формации верхнего карбона и нижней перми. В этой же формации установлены калийные соли (карнолит, сильвин), а в известняках и доломитах — целестин и сульфиды меди, свинца и цинка.

Центральный металлогенический район Днепровской области охватывает Центральный грабен Доно-Днепровской подвижной зоны и его склоны. Эндогенная металлогения, по-видимому, связана здесь с эффузивно-магматическими породами. Сульфидные рудопроявления встречаются в брекчиях соляного штока — в обломках лампрофиров и альбитофиров (Синевский купол). В этом же районе отмечается кластогенная минерализация (ильменит, циркон, рутил и сульфиды) в песчаниках и алевролитах галогенно-красноцветной формации.

В Черниговском металлогеническом районе обнаружена акцессорная никель-кобальтовая минерализация, связанная с породами спилито-кератофировой формации, залегающей на глубинах 2000—3000 м и более, и поэтому не представляющая интереса для поисков.

Приднепровский и Южный металлогенические районы приурочены к южной моноклинали Доно-Днепровской подвижной зоны. Здесь известны незначительные проявления редких элементов в углях терригенно-угленосной формации.

Украинские Карпаты

Последние данные по металлогении Карпат приведены в разделе Е. К. Лазаренко и Э. А. Лазаренко.

Карпаты входят в Альпийский складчатый пояс и представляют подвижную зону, сформированную в основном в альпийском цикле геологического развития.

В пределах Украинских Карпат согласно тектоническому районированию, принятому для тектонической карты Украины (1959), выделяются следующие структурные элементы:

1. Карпатский передовой прогиб:
 - а) Внешняя зона прогиба;
 - б) Внутренняя зона;
2. Внешняя (Скибовая) антиклинальная зона;
3. Центральная синклиналильная зона;
4. Внутренняя антиклинальная зона;
5. Раховский массив (Центральное поднятие герцинского возраста в Альпийской складчатой системе);
6. Закарпатские впадины.

В строении Украинских Карпат принимают участие магматические, метаморфические и осадочные породы, образование которых охватывает время от протерозоя до четвертичного периода.

Среди них могут быть выделены следующие магматические и литологические формации:

- 1) формации преимущественно терригенных осадочно-метаморфи-

ческих (протерозойско?-палеозойских) отложений Раховского массива, образованных в предшествующий цикл геологического развития (герцинский);

2) нижняя терригенная формация (Т);

3) вулканогенно-известняковая (J) и терригенно-известняково-мергельная формации (Cr);

4) флишевая формация (Cr₂, Pg);

5) лагунная соляно-гипсовая (N₁);

6) молассовая груботерригенная (тортон);

7) интрузивная формация гранодиоритов, порфиритов и дацитов (сармат);

8) верхняя терригенно-вулканогенная формация (андезиты, базальты и их туфы (N₁—N₂)).

Перечисленные формации, за исключением формаций Раховского массива, отвечают альпийскому геосинклинальному циклу. Состав их, последовательность и пространственное размещение отвечают ходу геологического развития геосинклинали. Триасовая, юрская и меловая формации отвечают первой половине цикла — стадии погружения геосинклинали или начальным и ранним этапам развития. Палеогеновая флишевая формация определяет средний этап — синорогенный. Лагунная, молассовая и верхняя вулканогенная формации отвечают поздним и конечным этапам развития. Они свидетельствуют о полноте и завершенности геосинклинального цикла Карпат.

Е. К. Лазаренко, выполнивший металлогеническое районирование Карпат, выделяет на территории Украинских Карпат две металлогенические провинции:

1) Мармарошскую, представленную на территории УССР лишь северной окраиной, куда входят Раховский массив и Чивчинские горы;

2) Выгорлат-Гутинскую, заходящую на Украину своей средней частью.

Эндогенная металлогения Карпат генетически связана с интрузивным и эффузивным магматизмом. Проявления его и связанные с ним оруденения в Украинских Карпатах находятся во внутренней части флишевой зоны и в Закарпатских впадинах.

Для Карпат более удобно охарактеризовать эндогенную металлогению по структурно-возрастному принципу, который положен в основу металлогенического районирования.

Древние (палеозойские) металлогенические зоны охватывают Раховский массив, Северную, утесовую, зону и Чивчинские горы, представляющие часть Мармарошского массива, главная масса которого находится на территории Румынии. В этих зонах известен ряд рудопроявлений: свинцово-цинковых, метасоматических железорудных и медноколчеданных. Свинцово-цинковая минерализация приурочена к баритовым телам, залегающим согласно с вмещающими их палеозойскими сланцами (Кобылецкая поляна). В пределах Раховского массива известны гнезда и вкрапленники халькопирита в кварцевых линзах среди кристаллических пород, а также скопления молибденита. Установлено также наличие золота.

Железорудные проявления в виде небольших залежей гематито-магнетитовых руд представляют собой, вероятно, метаморфизованные скарноиды, возникшие на контакте известняков и кристаллических сланцев.

Меловая — Лужанско-Тереблянская зона выражена зонами листвентитизации в малых интрузиях перидотитов (лерцолитов) и диабазов, к которым приурочены рудопроявления никеля в сульфидах.

Е. К. Лазаренко полагает, что верхнетретичные металлогенические зоны отвечают двум этапам магматической деятельности: тортон-сарматскому и верхнеплиоценовому.

Тортон-сарматская (Телькибаня—Берегово—Бая-Марская) зона тяготеет к структурной зоне на стыке Закарпатского внутреннего прогиба и Венгерского срединного массива, где проявлена магматическая деятельность, с которой связаны рудные месторождения. К ним относятся полиметаллические месторождения на Береговской горе, золото-полиметаллическое на Береговом холмогорье (островные вулканические горы) и в районе Вышково — полиметаллические рудопроявления. Сульфидная минерализация (галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, блеклые руды) находится в липаритовых туфах и приурочена к узким зонам разломов преимущественно северо-западного простирания.

Верхнеплиоценовые зоны, среди которых Е. К. Лазаренко различает два генетических типа гидротермальных рудопроявлений: 1) поствулканические — газогидротермальные; 2) собственно гидротермальные.

К первым относятся теллуру-висмутовые и ртутные рудопроявления Выгорлат-Гутинской зоны, ко вторым — ртутные рудопроявления, мышьяково-ртутные и сурьмяные рудопроявления Мерник-Вышковской зоны.

Рудопроявления Выгорлат-Гутинской зоны связаны со вторичными кварцитами, в которых рудная минерализация и ее контуры определяются метасоматической зональностью.

Ртутные рудопроявления Мерник-Вышковской зоны пространственно отвечают гипабиссальным интрузиям и вулканическим неккам, в свою очередь, приуроченным к разломам, поперечным к Выгорлат-Гутинской гряде.

Крым

Последние данные по металлогении Крымского полуострова получены в результате исследований, выполненных М. А. Карасиком, В. И. Лебединским, В. Ф. Малаховским, Г. А. Булкиным и А. Г. Штерном.

Основными тектоническими элементами Крымского полуострова являются:

- 1) мегаантиклинорий Горного Крыма;
- 2) зона передовых прогибов:
 - а) Альминская впадина;
 - б) Индольская впадина;
- 3) Симферопольско-Евпаторийское поднятие;
- 4) Керченская складчатая зона.

Крым сложен почти на всей площади мезокайнозойскими отложениями и входит в Альпийскую складчатую зону. На Крымском полуострове геосинклинальный тип структур выражен в основном в его горной части, представляющей мегаантиклинорий, у которого южное крыло погружено под уровень Черного моря. В равнинном Крыму мезокайнозойские образования залегают сравнительно спокойно, перекрывая палеозойское складчатое основание.

По М. В. Муратову (1960), в геологической истории Крыма можно выделить четыре основных этапа. Первый из них охватывает время от докембрия до триаса. В Крыму этот этап мало исследован. Единичные выходы хлоритовых сланцев в районе Зуи, возможно, отвечают докембрию или нижнему палеозою. К этому же периоду, по-видимому, относятся филлиты, кварциты и эффузивы, вскрытые скважинами в равнинном Крыму. Второй период соответствует киммерийской эпохе и охва-

тывает время от позднего триаса до раннего мела. Третий период соответствует времени от среднего альба до сармата включительно и отвечает собственно альпийскому тектогенезу. По-видимому, тогда были образованы мегаантиклинорий Горного Крыма, предгорные впадины равнинного Крыма и его крупные дизъюнктивные нарушения. Четвертый период охватывает новейшую геологическую историю Крыма, начиная с конца миоцена. В этот период оформился современный рельеф Крымского полуострова и произошло опускание южной части мегаантиклинория под уровень Черноморского бассейна.

Почти вся эндогенная металлогения Крыма выявлена пока только в его горной части, где геосинклинальный профиль всех геологических образований выступает весьма четко.

Среди осадочных и магматических образований Горного Крыма и его северных предгорий можно выделить следующие формации (в стратиграфической последовательности):

1) нижняя терригенная формация, соответствующая таврической свите (T_3-J_1);

2) триас-юрская спилито-кератофировая формация, производные которой фиксируются в виде нескольких этапов подводного вулканизма (Лебединский, 1962);

3) известняково-мергельная формация верхней юры и мела;

4) флишоидная формация палеогена.

Первые три формации совершенно очевидно отвечают начальным и ранним этапам развития. Они фиксируют стадию погружения геосинклинали. Палеогеновый флиш, вероятно, отвечает среднему — синорогенному этапу развития.

Осадочные толщи Горного Крыма относительно хорошо изучены. В последние годы более детальному изучению подверглись магматические образования Крыма (Лебединский и др., 1960, 1961, 1962), с которыми связана его эндогенная металлогения. Выделены следующие этапы вулканизма: верхнетриасовый, нижнеюрский, среднеюрский и верхнемеловой. Они выражены лавами спилитов, кератофиров, микродиабазов и их пирокластами. Наиболее интенсивным был среднеюрский вулканизм (Качинский, Туакский и другие антиклинории Горного Крыма). Мощность соответствующей спилито-кератофировой формации достигает 800 м.

Интрузии представлены небольшими массивами габбро-диабазов, гранит-порфиров, порфиритов и малыми пластовыми интрузиями диабазового состава.

Эндогенная металлогения Крыма проявлена относительно слабо.

В последние годы значительный интерес привлекают рудопрооявления ртути. Они приурочены к различным породам: сланцам и известнякам триаса—юры, к конгломератам и магматическим породам юрского возраста. Наиболее интересные рудопрооявления встречаются вдоль разломов на контакте песчано-глинистых отложений таврической свиты и верхнеюрских конгломератов (Первомайское рудопрооявление).

Г. А. Булкин и М. А. Карасик полагают, что контролирующими структурами для ртутной минерализации служат крупные продольные нарушения.

К гидротермальному типу относится также давно известное в Крыму (Луицкий, 1923) Эски-Ордынское рудопрооявление свинца и цинка, выраженное маломощными единичными прожилками галенита и сфалерита, приуроченными к диабазовым порфиритам. К этому же типу, вероятно, относятся находки галенита в контактных зонах массивов Аю-Дага, Карагача и др.

Поисковое значение имеют находки в тяжелых фракциях аллювия Салгира, Суук-Су и других рек золота и висмута, ассоциирующих с киноварью, галенитом и другими сульфидами.

Более существенной в Крыму является экзогенная металлогения. Она проявилась в Азово-Керченской фациально-металлогенической области, охватывающей осадочные месторождения железа, и в Керченской зоне грязевого вулканизма, с которой связаны концентрации других элементов.

Керченские оолитовые железные руды являются лагунно-морскими осадками, возникшими в платформенных условиях в киммерийском бассейне (верхний плиоцен). Структурный контроль для этих месторождений выражается в том, что они залегают в виде пластовых тел в синклинальных структурах (мульдах). Таковы Камыш-Бурунское, Эльтиген-Ортельское и другие месторождения.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ

Металлогения докембрия на территории Украины имеет свои специфические черты, вероятно, присущие и другим докембрийским подвижным зонам мира. Отметим эти наиболее существенные черты.

Выясняется, что эндогенная металлогения, как правило, неотделима от процессов метаморфизма и гранитизации. В этом состоит коренное отличие ее от металлогении молодых подвижных зон, где она подчинена интрузивному магматизму и связана с гидротермальной деятельностью.

Процессы рудообразования в докембрии тесно связаны с начальными и ранними этапами развития подвижных зон; первичные концентрации металлов возникали при раннем эффузивном магматизме или же в нижних терригенных формациях, а последующее обогащение, вплоть до промышленных скоплений, происходило в средние — складчато-метаморфические этапы.

Наиболее продуктивной оказалась раннепротерозойская эпоха геологического развития докембрия, с которой связано образование крупнейших месторождений железа и других металлов.

Основным фактором, контролирующим пространственное размещение метаморфогенных месторождений, являются складчатые структуры, образованные в основном в средние (синорогенные) этапы геологического развития древних подвижных зон.

Главная эндогенная металлогения Доно-Днепровской металлогенической провинции (Hg, Pb, Zn, Cu), созданной герцинским циклом геологического развития, отнесена к гидротермальному генезису, однако непосредственной связи месторождений с интрузивами здесь не установлено.

Рудопроявления меди Волновахской зоны, по-видимому, возникли в процессе геосинклинального вулканизма начальных этапов, поскольку эти рудопроявления связаны с породами спилито-кератофировой формации. В пределах этой же зоны другие рудопроявления, в частности, месторождения плавикового шпата, по-видимому, являются метасоматически-гидротермальными образованиями.

Для ртутных и полиметаллических месторождений Центрального металлогенического района Донбасса (Никитовка, Нагольный кряж) хорошо проявлен структурный контроль. Он выражается в приуроченности Центрального металлогенического района к Главному антикли-

налу Донбасса, в локализации наиболее интенсивного оруденения в пределах купольных структур и, наконец, в приуроченности рудопроявлений к тектоническим брекчиям.

Рудопроявления медистых песчаников не могут быть отнесены к подобному типу месторождений. В них отчетливо проявлены литологический и стратиграфический контроль.

В эндогенной металлогении Карпат на территории Украины четко вырисовывается ее связь с интрузивным и эффузивным магматизмом третичного времени. Нередко теллуру-висмутовые и ртутные рудопроявления расположены непосредственно в пределах вулканических толщ.

Береговские полиметаллические месторождения имеют структурный контроль, выражающийся в приуроченности месторождений к брахиантуклинальным складкам и к тектоническим разломам в пределах этих складок.

Полиметаллические рудопроявления и ртутная минерализация Мерник-Вышковской зоны связаны с гипабиссальными интрузиями диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Жильные тела локализованы в тектонических брекчиях разломов и в тектонических трещинах. Ртутные месторождения и рудопроявления сравнительно редко находятся вне участков вулканической деятельности или гипабиссальных интрузий.

В эндогенной металлогении Крыма отмечается сравнительно низкотемпературная минерализация. Имеющаяся здесь ассоциация рудопроявлений ртути, свинца, цинка относится к так называемому эпитезмальному типу.

Необходимо заметить, что местные «фоны» ртути в осадочных толщах Горного Крыма превышают кларковое содержание, и не исключена возможность нахождения в благоприятных условиях (в контактных и разломных зонах) промышленных концентраций ртути.

О низкотемпературных условиях эндогенной минерализации Крыма свидетельствует также минеральный состав тяжелых фракций из аллювия некоторых крымских рек. В них встречается золото, висмут, киноварь, галенит, сфалерит и халькопирит.

Типоморфными металлами для Украины являются: железо, марганец, титан и, в меньшей степени, медь, ртуть, свинец, цирконий, никель, алюминий, хром и некоторые редкие металлы. Для докембрия типоморфными являются: железо, цирконий, никель, хром, медь и некоторые редкие элементы.

Типоморфными металлами для различных структурных этажей более молодых подвижных зон Украины — Доно-Днепровской, Карпатской и Крымской — являются ртуть, полиметаллы, медь и золото, проявления которых встречаются в структурах и ранних и поздних этапов развития.

Для осадочного чехла кристаллического щита очень характерны: железо, марганец, титан, алюминий и, в меньшей степени, — цирконий, олово и некоторые редкие элементы. В историческом аспекте наблюдается интересная общая закономерность, состоящая в том, что в докембрии необычайно широко представлено железо, несколько меньше — цирконий, титан, медь, хром, редкие и рассеянные элементы. В герцинское время и затем в альпийское металлогения выражена в накоплении ртути, полиметаллов, меди и золота, а железо, цирконий и хром встречаются редко.

В третичном осадочном чехле снова как бы возродилась металлогения докембрия, что выражено в накоплении железа, титана и циркония. Кроме того, в осадочном чехле возникли и свои типоморфные ме-

таллы, такие как марганец и алюминий, которые ранее не встречались ни в одной из эпох.

Еще более сложным выглядит площадное размещение на территории Украины промышленных месторождений и рудопроявлений, относящихся к различным металлогеническим эпохам.

Наибольшей концентрацией месторождений отличается район Приднепровья и Донбасса или восточной части Украины, в пределах которого размещено подавляющее большинство всех месторождений и значительных рудопроявлений Украины. Исключение составляют лишь некоторые месторождения россыпей в западной части Украины и месторождения Карпат.

В районе Приднепровья и Донбасса размещены крупнейшие мирового значения месторождения железа, месторождения марганца, титана, а также рудопроявления никеля, ртути, полиметаллов, алюминия и редких металлов. Этот район по насыщенности месторождениями и их размерам едва ли имеет себе равных в мире.

Западная часть Украины, вероятно, обладает значительно большими минеральными богатствами, чем это известно к настоящему времени. Здесь располагается вскрытая в последние годы Брусилов-Одесская субгеосинклинальная зона нижнепротерозойского возраста с набором фаций и метаморфических пород, напоминающих Криворожско-Кременчугскую структурную зону. Эта зона еще не разведана, а ее минеральные возможности не оценены. Здесь встречены проявления титана, циркония и других металлов. Здесь известны плутоны — Корсунь-Новомиргородский, Коростенский, Житомирский, роль которых в металлогении еще не установлена, хотя может оказаться значительной. К этой части Украины относится такой перспективный район, как Карпаты, где уже разведано несколько месторождений различных металлов.

ПРОБЛЕМА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ПОДВИЖНЫХ ЗОН

Образование рудных месторождений неразрывно связано с общим геотектоническим процессом формирования подвижных зон и происходит при осадконакоплении, вулканизме, различных стадиях и типах магматизма и метаморфизма.

Группой ВСЕГЕИ разработана универсальная схема стандартного развития подвижных зон, сопровождающихся эволюцией вулканизма, магматизма и рудообразования. Согласно этой схеме, принятой в настоящее время многими геологами, месторождения меди, хрома, железа и платины возникают только в ранней стадии собственно геосинклинального развития подвижных зон. Эти месторождения генетически связаны с закономерной эволюцией вулканогенных образований (спилито-кератофировых пород), сменяющихся перидотитовыми, габбро-пироксенитовыми и, наконец, плагиогранито-сиенитовыми интрузиями.

Цветные и редкие металлы возникают в среднюю стадию развития, отвечающую периоду главных фаз складчатости в связи с пегматитовыми, грейзенными и кварцево-полевошпатовыми жилами, генетически связанными с батолитическими массами гранитов умеренно кислого и крайне кислого состава.

Наконец, на поздних стадиях развития, характеризующихся переходом мобильного складчатого геосинклинального пояса в платформу, образуются все гидротермальные месторождения сульфидного парагенезиса, генетически связанные с малыми интрузиями разнообразного состава.

Все месторождения возникают, по мнению авторов, только в связи с вулканизмом и интрузивной деятельностью, а осадочным и метаморфическим процессам никакого места не отводится.

Такая схема эволюции магматизма и рудообразования в ходе превращения подвижных геосинклиналей в консолидированные складчатые пояса разработана без учета материалов по металлогении древних, докембрийского возраста, подвижных зон и зиждится только на данных рудных районов преимущественно герцинского и альпийского возраста.

С таким положением нельзя согласиться не только потому, что древние щиты и платформы занимают более половины территории поверхности Земли, но и потому, что они обычно являются носителями крупнейших, мирового значения, месторождений железа, марганца, золота, кобальта, алмазов, никеля, меди, хрома и многих других металлов. Вместе с тем докембрий изобилует подвижными зонами, которые входят в состав фундаментов платформ или щитов и имеют свои очень важные металлогенические особенности.

Металлогения подвижных зон докембрия характеризуется прежде всего тем, что подавляющее большинство металлов было накоплено в осадках или эффузивах в наиболее ранний этап цикла.

Последующий — средний этап характеризуется широким развитием складкообразования, динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма с образованием гнейсов, полей мигматитов и гранитоидных пород. В этот период проявляется подвижность многих металлов, и происходит образование метаморфических и метаморфизованных месторождений. Они характеризуются складчатыми и трещинно-складчатыми структурами.

Наконец, когда геосинклинальная зона превратилась в стабильную складчатую область в период платформенного развития, наблюдается появление разрывных структур, с которыми связаны интрузии гранитоидных пород, а также формирование магматических, скарновых, пегматитовых и гидротермальных месторождений (Cu, W, Co, Ni и других металлов).

Для нижнепротерозойского железорудного пояса Европы характерно необычайное развитие крупных железорудных месторождений, известных на Украине, в районе Курской магнитной аномалии и Кольском полуострове, имеющих разнообразный генезис. В качестве примера рассмотрим часть железорудного пояса Европы, хорошо изученного в пределах Украинской железорудной провинции.

Украинская железорудная провинция представляет собой очень полициклическое сооружение архейского и нижнепротерозойского возраста. История ее развития представляется в следующем виде.

Наиболее ранний этап формирования нижнепротерозойской геосинклинали характеризуется грандиозным накоплением эффузивного материала (спилиты, кератофиры и др.). Наряду с эффузией происходило накопление песчано-глинистого и кварцево-железистого материала, вследствие чего образовалась мощная эффузивно-осадочная толща пород (базавлукско-верховцевская серия).

Дальнейшее развитие геосинклинали характеризуется образованием сложноскладчатых структур и широким развитием динамотермального метаморфизма, что привело к возникновению мета- и ультрабазитов, гнейсов и мигматитов. В некоторых местах вследствие метасоматоза и селективного плавления в условиях ультраметаморфизма образовались граниты и разнообразные гранитоидные породы. В условиях метаморфизма среди metabазитов и ультрабазитов происходило образование хромитовых, медных, титановых и железорудных месторождений.

Следующий этап развития характеризуется заложением глубинных разломов и образованием субгеосинклиналей. В пределах этих прогибов накапливаются мощные осадки железисто-кремнистого состава, составившие известную криворожскую серию пород.

Сменивший его этап развития характеризуется образованием сложной необращенной складчатости, развитием метаморфизма и ультраметаморфизма. С этими процессами непосредственно связано формирование мощных толщ метаморфических пород и рудных месторождений мира — крупнейших, мирового значения, железорудных, а также медных рудопроявлений.

К последнему этапу формирования, когда складчатая зона вошла в состав платформы, относится развитие глубинных разломов, образование блоковой структуры, внедрение гранитоидных интрузий и малых интрузий основного и ультраосновного состава, а также образование пегматитовых жил. В этот этап образуется группа рудопроявлений хромитов, никеля, редких и цветных металлов, играющих второстепенную роль в металлогении района.

Важнейшей металлогенической особенностью этой подвижной зоны является накопление вулканогенно-осадочных и хемогенных ориги-

нальных тонкополосчатых железистых пород, последующий метаморфизм которых привел к образованию богатых и гигантских по размерам железорудных месторождений. Эти месторождения обязаны своим происхождением железисто-магнезиальному метасоматозу и дифференциальным тектоническим движениям расслоенных пород. Ведущая роль в эндогенной минерализации принадлежит не магматической деятельности, а метаморфизму и ультраметаморфизму.

Приведенное выше описание истории геологического развития и металлогении характеризует индивидуальные особенности железорудной провинции, которые не укладываются в рамки унифицированной схемы ВСЕГЕИ.

Изучение металлогении подвижных зон каледонского, герцинского и альпийского возраста также показывает развитие на их территории месторождений определенных типоморфных металлов, характерных для конкретной зоны, и отсутствие всего комплекса минеральных образований, указанных в универсальной схеме.

Для Урала, несмотря на сложное полициклическое строение, очень характерны месторождения железа и меди. Железо накапливается в самых нижних протерозойских породах тараташской свиты, в магматогенных месторождениях среди габбровых интрузивов, в контактовых месторождениях герцинской эпохи и, наконец, в осадочных месторождениях покрывающих пород.

В чем же состоит причина металлогенической специализации Урала? Вероятно, она вызвана своеобразной историей геологического развития, как главной причины металлогении подвижной зоны. В данном случае металлогения Урала прежде всего определяется осадочно-вулканогенными процессами, метаморфизмом и ультраметаморфизмом, характерными для нижних (корневых) частей геосинклинали, а также интрузивной деятельностью на определенных стадиях развития.

Колчеданные месторождения Урала обязаны своим образованием осадочно-эффузивным процессам каледонской эпохи с последующим метаморфизмом и преобразованием. По мнению большинства геологов Урала, накопление меди происходило в начальные — доскладчатые стадии развития подвижной зоны в спилито-кератофировой формации.

Формирование колчеданных месторождений в дальнейшем вызывалось складкообразованием и динамотермальным метаморфизмом. Колчеданные руды накапливались в тектонически ослабленных теневых зонах, куда перемещался материал из мест высокого напряжения. Для залежей колчедана характерны пластовые или близкие к ним формы залегания, трещинно-складчатые структуры, постепенные контакты с вмещающими породами и все другие признаки осадочно-метаморфических образований. Кроме теоретической возможности и весьма общих предположений, нет никаких фактических данных об участии интрузивных пород в формировании колчеданных месторождений.

В более позднюю герцинскую эпоху происходит образование скарновых медных месторождений, которые, впрочем, играют весьма подчиненную роль на Урале. Эти редкие месторождения и рудопроявления меди, вероятнее всего, являются регенерированными образованиями из огромных масс осадочно-эффузивно-метаморфических скоплений меди.

Еще более отчетлива картина повсеместного заражения Уральско-сибирского металлогенического пояса железом. Многие геологи (Смирнов, 1961) считают, что железорудные месторождения на Урале появились за счет основных интрузий, с которыми связаны титаномагнетиты, и умеренно кислых интрузий (диорито-сиениты), явившихся причиной образования скарновых месторождений железа. Огромные массы желе-

за все больше и больше выделяются на Урале, все чаще заставляют задуматься геологов о его происхождении. Ответ на этот вопрос надо искать, вероятно, в особенностях геологического строения Урала, отражающих историю его геологического развития.

Наиболее древнее образование Уральской подвижной зоны — ее основание, сложенное архейскими и нижнепротерозойскими складчатыми сооружениями известной тараташской серии с возрастом 1700 млн. лет и более. Среди этих древних образований Урала значительное место занимает железисто-кремнистая формация, аналогичная железисто-кремнистым формациям кристаллических щитов: Украинского, Балтийского, Анабарского, Воронежского и др. Огромные поля накопления железа явились результатом характерных геохимических процессов, возникших на ранних этапах образования осадочного чехла земной коры.

Протерозойская железорудная формация в геологическом разрезе Урала интенсивно метаморфизована до образования гнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов (Вертушков, 1959). При этом в условиях метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации шла дифференциация вещества и образовались мигматиты, гнейсы и граниты.

Как показали работы по Украинскому кристаллическому щиту (Белевцев, Стыгин и др., 1960), в условиях ультраметаморфизма шло высвобождение огромных масс железа и миграция его на значительные расстояния в зависимости от химических и структурных условий. Образование магматогенных и скарновых месторождений железа происходило вследствие мобилизации его и переноса в верхние этажи из глубинных зон гранитизации и ультраметаморфизма.

Исходя из сказанного, железорудная специализация Урала объясняется огромными массами железа, заключенного в докембрийских образованиях нижней части складчатой зоны и перемещавшегося в силу особенностей геологической истории в верхние этажи, где образовались осадочные, магматические, скарновые, гидротермальные и инфильтрационные месторождения железа.

Вторую вероятную причину железной и медной специализации Уральской зоны можно видеть в интенсивном развитии основного и ультраосновного магматизма, возникшего по зонам глубинных разломов в наиболее ранние периоды геологической истории, когда гранитная кора имела еще незначительную мощность и магматизм был генетически связан с базальтовой зоной Земли. Основная и ультраосновная магма, поднимавшаяся по глубинным разломам в каледонское или герцинское время, проходила через мощные толщи пород, богатых железом и медью, приобретала их по пути своего движения. Вместе с тем, эта магма могла быть и богата с момента своего зарождения такими рудными компонентами, как титан и железо.

Для Кавказа характерны месторождения меди, молибдена и полиметаллов, образовавшиеся в каледонскую, герцинскую, тихоокеанскую и альпийскую эпохи. Для Кавказа не характерны железо, титан и хром, широко распространенные в других подвижных зонах каледонского или герцинского возраста. На Кавказе установлены нижнепалеозойские массивы гранитогнейсов, верхнепалеозойские граниты, граниты юрского возраста, гранодиориты третичного возраста. Эти интрузивные образования являются синорогенными, сопряженными с замыканием геосинклиналей и превращением их в складчатые зоны. Однако это противоречит схеме ВСЕГЕИ, по которой габбро-граносиенитовые интрузии должны относиться к ранним этапам развития геосинклиналей (Твалчрелидзе, 1961).

Какую бы мы ни взяли для примера подвижную зону, она характеризуется своим набором месторождений типоморфных металлов, придающих ей свой собственный металлогенический профиль.

Несмотря на полициклическое развитие подвижных зон, которые обычно формировались в течение нескольких геологических периодов, металлогения их отвечает не одной, а соответственно нескольким эпохам; мы все же не наблюдаем необходимого, согласно универсальной схеме, набора месторождений и интрузивных пород. Более того, каждая подвижная область обладает своими глубоко индивидуальными особенностями стадийного развития, которые при самом внимательном изучении оказываются мало похожими или совсем не сходными друг с другом. Для многих зон очень характерны осадочные или осадочно-метаморфические месторождения, которые возникли в ходе естественного геологического развития подвижной зоны, тогда как для других решающую роль играют магматогенные месторождения. Поэтому совершенно невозможно судить о металлогении, исходя только из магматогенного рудообразования, а тем более унифицировать металлогению всех подвижных зон на основании только магматической эволюции. История развития и металлогения нижнепротерозойской подвижной зоны не являются «стандартными», металлогения не повторяет металлогению Уральской или Кавказской подвижных зон. Эти особенности не связаны только с возрастом, так как разновозрастные нижнепротерозойские подвижные зоны в южной Африке отличаются необычайным развитием месторождений меди, золота, урана, железа и других металлов.

Специализация металлогенических поясов и провинций является естественной закономерностью, так как образование и размещение месторождений определенных металлов в подвижной зоне зависит не столько от генетических особенностей этих металлов (Fe, Cu, Pb и др.), сколько от конкретной истории геологического развития, а следовательно, и геологического строения.

Поэтому универсальная «стандартная» схема металлогении всех подвижных зон не может быть принята в таком виде. Более справедливым, вскрывающим естественные закономерности, является комплексный подход к изучению металлогении подвижных зон, разработанный геологами Академии наук Казахской ССР. Рассмотренные выше примеры достаточно иллюстрируют отсутствие в природе стандартной схемы геологического развития и металлогении подвижных зон. Многие сходные черты геологического развития и металлогении, наблюдаемые для некоторых подвижных зон, настолько общие, что они не вскрывают сущности процесса и не объясняют специфическую особенность подвижной зоны. Согласно универсальной схеме ВСЕГЕИ каждый цикл развития независимо от геологического возраста характеризуется определенным «набором» вулканических или магматических пород и месторождений. Однако такой закономерности нет в докембрийских подвижных зонах; они имеют свои, только им присущие, индивидуальные особенности, определяющие металлогеническую специализацию. В одних случаях преобладали вулканогенные и хемогенные процессы, приведшие к образованию железисто-кремнистых свит, в других преобладали процессы метаморфической дифференциации или подвижность химических элементов, возникшая в условиях ультраметаморфизма или, наконец, интрузивная деятельность, связанная с глубинными разломами. Известны многочисленные примеры из работ К. И. Сатпаева (1958, 1960), Г. А. Твалчредидзе (1961) и других геологов, свидетельствующие также о металлогенической специализации послекембрийских подвижных зон, связанной с индивидуальными особенностями их развития.

Исходя из опыта изучения металлогении подвижных зон, а также пользуясь последними представлениями о связи движений земной коры с верхней мантией, необходимо указать на следующие главнейшие условия или факторы, определяющие характер геологического развития — металлогении различных подвижных зон.

1. Характер колебательных движений, который определил особенности развития геосинклинальных областей и отдельных ее элементов (геосинклинали, геантиклинали и срединные массивы), а также сочетание и сменяемость их во времени. Колебательные движения определяются полиморфными превращениями материала мантии, идущими вследствие термического режима и изменения давления в подкоровом слое. Неравномерная генерация тепла в верхней мантии вызывает дифференциацию вещества на две части — основную, богатую железом и магнием, и кислую — силикатную, богатую цветными и редкими металлами (Щербаков, Афанасьев, 1961). Сочетание колебательных движений с проникновением материи из подкоровых частей определяет историю геологического развития геосинклинальной области и ее частей, а также металлогеническую особенность подвижной зоны.

2. Заложение и развитие глубинных разломов, имеющих очень большое значение не только для геологического развития геосинклинальных областей, но и как путей подъема материалов и тепловой энергии из подкоровых частей Земли в подвижную зону. С глубинными разломами связан подъем больших масс вулканического материала как в начальный этап, так и в последующие периоды развития. Им обязаны своим образованием эффузивно-осадочные породы, а также основные и ультраосновные интрузии, с которыми часто связано формирование медных, железных, титановых и хромитовых месторождений. Глубинные разломы в благоприятных случаях могли быть непосредственными путями подъема тепловой энергии с больших глубин и явиться фактором формирования рудных растворов.

3. Время образования. Докембрийские геосинклинальные области развивались в условиях отсутствия осадочного покрова и малой мощности силикатного слоя земной коры. Это определило: а) необычайное развитие эффузивной деятельности с накоплением мощных толщ основных пород; эти породы, богатые магнием и железом, привели к формированию железисто-кремнистых осадков; б) большое количество глубинных разломов определило также и интенсивное развитие основных и ультраосновных интрузий; в) неравномерная генерация тепла в подкоровом слое приводила к необычайно интенсивному тектоническому перемещению и динамотермальному метаморфизму пород, который вызвал подвижность химических элементов. Влияние этих факторов имело решающее значение в создании металлогенического облика древних подвижных зон. В металлогенической специализации после докембрийских подвижных зон возраст не имел такого определяющего значения.

4. Глубина эрозии сооружений имеет огромное значение для суждения о металлогенической специализации подвижных зон, так как наши знания относятся к этажу земной коры глубиной не более тысячи метров от современной поверхности. В связи с этим мы судим о всей подвижной зоне по составу пород, структуре и металлогении этого этажа.

По этой причине в подвижных зонах альпийского, герцинского возраста или зонах, имеющих полициклическое строение, совершенно недооцениваются глубинные части — корни складчатых сооружений, которые

представляют собой наиболее интересную часть для понимания металлогении всей зоны.

Только благодаря глубинной эрозии мы узнали о сложных складчатых сооружениях докембрия, лежащих у основания Урала. В самом первом приближении можно выделить три уровня раскрытия складчатых сооружений:

1) Наименее раскрытые альпийские сооружения, такие как Карпаты и, частично, Кавказ, характеризуются нормально осадочными образованиями, редко прорванными единичными кислыми интрузиями, маγμαми интрузиями, а также развитием гидротермальных месторождений.

2) Более раскрытые или имеющие среднее раскрытие, такие как Тянь-Шань, большая часть Кавказа, характеризуются множеством основных и кислых интрузивов, наличием метаморфических пород и комплексом магматогенных и контактовых месторождений.

3) Наиболее раскрытые сооружения, такие как докембрийские подвижные зоны Украинского кристаллического щита или некоторые участки Урала и Памира, обладают обширными площадями метаморфических пород, полями мигматитов и гранитов с комплексом метаморфогенных месторождений.

5. Перенос, переотложение и концентрация значительных масс металла в пределах подвижной зоны. Во многих случаях наблюдаются характерные металлы или группы металлов, которые как бы пронизывают все геологические процессы, формирующие подвижную зону. К таким случаям относятся железо на Урале, уран в Рудных горах, железо в докембрийском поясе Европы и многие другие. Металлогенический облик подвижной зоны также определяется переносом рудного материала из нижних, богатых им пород.

Таким образом, металлогеническая специализация создается вследствие сочетания ряда факторов, определяющих индивидуальные особенности развития подвижных зон.

В одних случаях она определяется характером колебательных движений, создавших условия для развития различных элементов или типов геосинклинальных областей. В других случаях металлогеническая специализация может быть вызвана заложением и развитием глубинных разломов и связанными с ними эффузивными и интрузивными процессами. В третьем случае наши представления о металлогении подвижной зоны определяются геологическим временем ее образования, глубиной эрозии или различным сочетанием этих факторов.

ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ ГИПОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В УКРАИНСКОМ ЩИТЕ

С комплексами кристаллических пород докембрийских щитов и массивов связаны крупнейшие месторождения железа, урана, золота, никеля, кобальта, слюды, асбеста и других полезных ископаемых. В Украинском щите находятся известные железорудные месторождения Кривого Рога, месторождения графита, пиррофиллита, хромита, магнезита, топаза, проявления асбестовой, корундовой, титановой, кобальто-медной и другой минерализации.

В учении о происхождении гипогенных месторождений в настоящее время существуют два направления: одно из этих направлений генезис месторождений связывает с интрузивно-магматическими процессами (Бетехтин, Вольфсон и др., 1953). Формирование месторождений происходит в магматическую стадию в виде сегрегаций рудного вещества и в постмагматическую стадию путем отделения рудных компонентов с газосодержащими растворами и последующего отложения в трещиноватых зонах. Эти представления, являющиеся наиболее разработанными и распространенными, исходят главным образом из фактического материала, получаемого на месторождениях, приуроченных к послекембрийским складчатым сооружениям.

Другое направление, менее разработанное и менее распространенное, связывает рудообразование с явлениями мобилизации рудных компонентов из пород осадочного и изверженного происхождения при процессах метаморфизма и ультраметаморфизма (Судовиков, 1955, 1958, 1960; Сауков, 1962). Наблюдающаяся в складчатых областях ассоциация гидротермальных рудных образований с интрузивно-магматическими породами, по мнению Н. Г. Судовикова, является парагенетической, обусловленной общей связью магматических проявлений с трещинно-разломными структурами.

Генезис месторождений Украинского щита большинство его исследователей связывает с внедрением гранитных батолитов (Семененко, 1960; Ивантишин, 1960).

Происхождение распространенной графитовой минерализации Ю. Ир. Половинкина (1929), а затем Н. П. Семененко (1937) и Г. В. Жуков (1956) связывают с пневматолитовыми процессами, вызванными интрузией магмы серых гранитов.

Образование пегматитовых месторождений Волини М. Н. Ивантишин, И. Л. Личак, И. Д. Царовский (1957) и другие исследователи рассматривают в связи с внедрением коростенских гранитов.

Больше всего в литературе обсуждается генезис криворожских железных руд. В Криворожском районе имеются, как известно, руды нескольких типов, в частности, богатые и бедные (Белевцев, Бура и др., 1960). Бедными рудами являются железистые роговики и кварциты. Такие породы распространены также в ряде других районов щита — в

Побужье, Приазовье, Приднепровье. Богатые руды представлены обычно столбообразными и линзообразными телами, находящимися среди железистых кварцитов.

Первые суждения о происхождении богатых рудных тел и вмещающих их железистых кварцитов высказаны П. П. Пятницким; и те и другие, по мнению его, образуются осадочным путем. Позднее П. П. Пятницкий допускает образование богатых руд вследствие обогащения железистых кварцитов при метаморфизме. И. И. Танатар высказывает мнение об инъекционно-магматическом происхождении руд (в том числе и железистых кварцитов). Позднее И. И. Танатар (1937) происхождение руд также связывает с постмагматической пневматолито-гидротермальной деятельностью. Предположения о магматогенном происхождении железистых кварцитов высказываются и другими исследователями. Ю. Г. Дубяга (1937), изучая район Побужья, считает, что «кварц-магнетитовые породы образуются из остаточного раствора основной магмы...»

И. Г. Сагайдак (1937), исследуя район Приазовья, высказал мысль, что железистые кварциты возникли за счет темноцветных минералов амфиболитов путем контактного воздействия гранитов. М. С. Точилин (1960) среди докембрийских железистых пород выделяет джеспилиты, образованные вследствие «вулканогенно-экзгальционнй деятельности», и метасоматические железистые кварциты, сформированные «под влиянием интрузий и гидротермальной деятельности». Таким образом, генезис большинства железистых пород М. С. Точилин также связывает с магматической деятельностью.

Представления о магматогенном происхождении железистых пород не находят поддержки среди украинских геологов; железистые кварциты в основном все исследователи признают осадочно-метаморфическими образованиями, и дискуссии возникают лишь о генезисе богатых железных руд.

П. М. Каниболоцкий (1946) в формировании богатых руд допускает участие различных процессов, в том числе метаморфических и гидротермальных. Н. П. Семененко (1946), Ю. Г. Гершойг (1949), Я. Н. Белевцев (1951) генезис богатых руд связывают с послемагматическими процессами. Позже Я. Н. Белевцев (1955) приходит к заключению об отсутствии связи рудообразования с магматизмом.

В настоящее время генезис магнетитовых руд Криворожья и некоторых магнитных аномалий рядом исследователей (Белевцев и др., 1959, 1960; Стрыгин, Ярошук, Прусс, 1963) связывается с явлениями метасоматоза, происходящими при процессах регионального метаморфизма и ультраметаморфизма эффузивно-осадочной толщи.

Эволюция суждений о генезисе магнетитовых руд обусловлена появлением новых взглядов на образование пород гранито-мигматитового комплекса, что будет отмечено дальше.

Образование рудной минерализации неразрывно связано с формированием пород и является по существу проявлением одной из сторон петрогенезиса. В вещественном составе оруденений и окружающих пород, а также в процессах их формирования находятся глубокие родственные связи. Поэтому прежде чем обсуждать вопросы генезиса гипогенных оруденений в Украинском щите, необходимо кратко рассмотреть распространение различных типов пород, а также взаимоотношения между ними и рудными проявлениями.

В Украинском щите господствуют разнообразные мигматиты, в меньшей мере развиты граниты и гнейсы, в отдельных зонах значительное распространение имеют также метаморфические породы.

Гнейсы редко слагают крупные поля или массивы, но довольно час-

то наблюдаются в виде пропластков или линз среди мигматитов и кристаллических сланцев.

С мигматитами и кристаллическими сланцами гнейсы образуют постепенные переходы. Гнейсы образуются, как отмечал И. С. Усенко (1955), при гранитизации различных осадочных и основных изверженных пород, поэтому среди них целесообразно выделять пара- и орторяды, хотя в каждом конкретном случае сделать это бывает иногда трудно. Среди гнейсов по минеральному составу выделяется ряд разновидностей; наиболее распространены гнейсы кварцево-биотито-плагиоклазового состава; в некоторых разновидностях дополнительными минералами являются еще роговая обманка и гранат.

Среди пород гнейсо-мигматитового комплекса нередко встречаются породы диоритового и гранодиоритового состава. Породы диоритового состава наблюдаются в виде пластов — останцов среди мигматитов. Им присущи гранобластовые, гетерогранобластовые структуры, сближающие их с гнейсами. Согласно залеганию и частая ассоциация этих пород с амфиболитами указывают на то, что они образовались синхронно с мигматитами за счет изменения основных вулканогенных пород.

Породообразующие минералы — средний или кислый плагиоклаз, иногда микроклин, роговая обманка, биотит и кварц — обладают некоторой ориентированностью и дифференцированностью, чем обуславливаются четкие линейные, иногда грубополосчатые, текстуры.

Главными породами щита являются мигматиты, представленные целым рядом разновидностей, отличающихся по признакам минерального состава, окраски, текстурным и структурным признакам.

По текстурным рисункам выделяются мигматиты грубо- и тонко-, равномерно- и неравномернополосчатые, однородные с тонкой линейной или, реже, пятнистой текстурами. Характерными структурами являются гранитовые и гранобластовые. Минеральный состав мигматитов весьма разнообразен. Наиболее распространены лишь несколько разновидностей. Парагенезисы минералов в главных типах мигматитов представлены олигоклазом, микроклином и кварцем; олигоклазом, кварцем и биотитом; олигоклазом, микроклином, кварцем и биотитом. По составу и нередко по микроструктурам эти мигматиты наиболее близки к гранитам. В некоторых участках щита породообразующими минералами мигматитов являются плагиоклазы среднего и иногда основного состава, пироксены, роговые обманки, гранаты.

В более редких случаях мигматиты состоят из микроклина, роговой обманки, биотита и близки по составу к меланократовым сиенитам. Весьма интересны случаи необычного минерального состава мигматитов, слагаемых полевым шпатом (50—75%) и кварцем (25—50%), причем полевые шпаты иногда представлены средними плагиоклазами. Особенности состава существующих разновидностей мигматитов, а также их текстурные признаки обычно отражают особенности состава и строения пород субстрата.

С мигматитами тесно ассоциируют граниты. Распространение гранитов в сравнении с мигматитами незначительное. По взаимоотношению с мигматитами граниты можно подразделять на два типа. Один из них представлен автохтонными гранитами. Они образуют массивы и характеризуются согласными с мигматитами контактами и постепенными переходами в них; этим гранитам присущи неоднородность в строении и составе, наличие останцов метабазитов, гнейсов и гнейсовидных пород диоритового и гранодиоритового состава. Переходы от гранитов к таким породам, так же как и к мигматитам, осуществляются через промежуточные разновидности.

Другим типом являются аллохтонные граниты. Они характеризуются интрузивными контактами и массивным сложением. Они часто встречаются среди мигматитов в виде мелких жил и редко в виде небольших массивов.

К мигматитам, гнейсам и гранитам в Украинском щите приурочены, как известно, проявления хрусталя и топаза (Ивантишин и др., 1957), многочисленные проявления графитовой минерализации (Дубина, 1937). В гранитоидных породах установлена ксенотимовая, цирконовая и другая акцессорная минерализация, характеристика которой имеется в работах М. Н. Ивантишина (1960), С. Т. Борисенко и др. (1960), И. Д. Царовского (1958), Ю. В. Кононова, С. В. Нечаева (1961), Н. П. Щербака (1961). В гнейсах Приазовья в последние годы установлено наличие корунда. В пределах Орехово-Павлоградских, Побужских и других магнитных аномалий гнейсы иногда обогащены магнетитом. Наличие в гнейсах, мигматитах и гранитах той или иной минерализации, безусловно, связано с их генезисом. Относительно происхождения кристаллических пород щита существуют два представления. Сторонники одного представления — В. И. Лучицкий, М. И. Безбородько, Н. П. Семенов, Ю. Ир. Половинкина, Ю. Ю. Юрк и др. — считают, что в щите главную роль играют гранитные породы, образованные в результате многоэтапных внедрений различных магм. Процесс формирования массивов гранитов, как полагают, сопровождается тонкой инъекцией гранитного расплава в осадочные и вулканогенные породы, приводящей к возникновению мигматитов. Исходя из этого, меланократовые прослои в мигматитах многими геологами рассматриваются как реликтовые прослои инъецированных пород. Внедрение магм в осадочно-вулканогенные толщи приводит к метаморфическому преобразованию их в гнейсы. Гнейсы Украинского щита, по мнению Ю. Ир. Половинкиной (1955), «могли получиться из песчаников с глинистым или карбонатным цементом или более тонкозернистых осадков того же состава» при проявлении процесса «регионального метаморфизма». Рудообразование, по представлениям этих исследователей, связано с особыми рудообразующими свойствами каждой магматической интрузии.

Сторонники другого представления исходят из того, что главными породами в щите являются разнообразные мигматиты, а граниты, особенно интрузивные, распространены незначительно. Граниты не являются причиной образования мигматитов и гнейсов. Формирование мигматитов, гнейсов и автохтонных гранитов объясняется гранитизацией различных осадочных и вулканогенных пород. Процесс гранитизации, как наиболее высокотемпературный, в отдельных зонах может переходить в магнообразование. Постепенные переходы между мигматитами и гранитами, по мнению И. С. Усенко (1955), «являются свидетельством постепенного перехода зоны становления магмы в зону мигматитов, являющихся для нее оболочкой», а не причиной образования мигматитов. Рудообразование обуславливается вещественным составом гранитизируемых толщ.

Представлениям, утверждающим зависимость образования мигматитов от интрузии гранитов, противоречит ряд фактов. Гранитоидные интрузии в Украинском щите чрезвычайно мало распространены по сравнению с мигматитами и представлены чаще всего мелкими жилами. Никакой зависимости образования мигматитов от интрузии гранитов не наблюдается. В мигматитах щита почти никогда невозможно выделить слои первичных пород, «инъецированных» гранитным материалом. Минералы меланократовых полос в мигматитах, так же как и лейкократовых, являются новообразованными, а не реликтовыми.

С позиций инъекционно-магматического генезиса не находит удовлетворительного объяснения также химический и минеральный состав мигматитов. Если в породы любого состава инжецируется гранитный расплав, то состав мигматитов в большинстве случаев значительно бы отличался от состава гранитов и лишь в редких случаях был бы близким. Изучение мигматитов это положение не подтверждает.

В мигматитах при замещении основных изверженных пород и железистых кварцитов наблюдается зональность (Белевцев, Стрыгин, 1960), которая не объяснима инъекцией расплавов. С позиций инъекционного происхождения мигматитов нельзя удовлетворительно объяснить унаследование текстур метаморфических пород. Вряд ли возможно расслоение горных пород на тончайшие прослои и внедрение между ними расплава без грубых механических нарушений. Существует ли вообще инъекция магмы в твердые породы в таком виде, как это трактуется гипотезой инъекционного образования мигматитов? Если бы механизм такой послойной инъекции расплавов в горные породы был возможен, то должны были бы существовать мигматиты, образованные инъекцией основной магмы, но такие мигматиты неизвестны. Особенности состава, строения и взаимоотношения гнейсов, мигматитов и гранитов щита между собой и с метаморфическими породами, а также их генезис более логично и естественно объясняются гипотезой гранитизации.

Гнейсы, мигматиты и граниты образуются по вулканогенно-осадочным породам любого состава — по карбонатным породам, песчаникам, сланцам, основным и ультраосновным породам, кварцитам, железистым кварцитам и др.

Особенности химического состава гранитизируемых пород находят свое отражение как в составе ультраметаморфических пород, так и в составе ассоциированной с ними минерализации.

Особенности состава мигматитов в зависимости от состава субстрата в некоторых случаях выступают довольно отчетливо. В гранитоидах, замещающих карбонатные породы, как это наблюдается в районе Володарских аномалий, характерно повышенное содержание CaO . В ультраметаморфических породах, заместивших железистые кварциты (районы Володарских, Побужских, Ингулецких и других магнитных аномалий), нередко отмечается повышенная вкрапленность магнетита (в гнейсах количество магнетита достигает иногда 10—15%). В гранитоидных породах, образованных по метабазитам (районы те же), характерно повышенное содержание железа, магния, кальция и титана; в некоторых случаях отмечается замещение метабазитов породами сиенитового состава (Володарский район).

Наиболее наглядно связь состава ультраметаморфических пород и субстрата проявляется в гнейсах, мигматитах и гранитах с графитовой минерализацией. Наличие графитовой минерализации в этих породах обусловлено замещением осадочных терригенных толщ, обогащенных углистым веществом, и представленные в зонах регионального метаморфизма углистыми сланцами (районы Побужья, Ингула, Ингульца и др.). Ультраметаморфические породы, образующиеся по кварцитам (районы Побужья, Володарских и Ингулецких магнитных аномалий), обладают лейкократовым составом с заметно повышенным содержанием кремнезема (до 75—78%); породы нередко обогащены кварцем в виде прослоев и жилок. Отдельные разности пород характеризуются специфическим минеральным составом — кварц-микроклиновым, кварц-пироксен-плагиоклазовым; содержание кварца достигает 40—50%, а плагиоклаз представлен андезином или битовнитом.

Исходя из того, что вещественный состав материнских толщ играет

значительную роль в составе гнейсов, мигматитов и гранитов, можно предполагать, что размещение пегматитовых месторождений в коростенских гранитах связано, вероятно, с гранитизацией существенно кремнеземистых пород типа овручской толщи.

При гранитизации вулканогенно-осадочных толщ происходит значительный вынос пороодо- и рудообразующих компонентов. С этим явлением связано развитие в метаморфических породах различных метасоматитов и рудных проявлений. В распространении и составе метасоматитов и рудопоявлений наблюдаются неразрывные связи с распространением и характером эффузивно-осадочных метаморфических толщ.

Метаморфические породы в количественном отношении, подобно гранитам и гнейсам, резко уступают мигматитам. Метаморфические породы находятся в шите в основном в синклинорных структурах — Криворожской, Верховцевско-Никопольской, Конкско-Белозерской, Орехово-Павлоградской и в более мелких синклинальных структурах Приазовья. В Центральной части шита метаморфические породы распространены в Брусилов-Одесской полосе, включающей, вероятно, ряд синклинальных зон. В северо-западной части шита метаморфические породы распространены в районе г. Овруча и в Сущано-Пержанской зоне. В антиклинальных структурах, разделяющих синклинорные зоны, метаморфические породы встречаются реже и обычно в виде мелких останцов в гнейсах и мигматитах. В генетическом отношении метаморфические породы принадлежат к трем группам — метаморфизованным изверженным, осадочным породам и метасоматитам.

Среди метаморфизованных изверженных пород, как показали И. С. Усенко (1958, 1960) и А. А. Макухина (1956), наиболее распространены породы основного и меньше — ультраосновного, среднего и кислого состава. Типичными представителями этих пород являются амфиболиты, переходящие местами в метабазиты, габбро-амфиболиты, габбро-нориты, пироксениты, серпентиниты, различные актинолитовые, тальковые, слюдисто-роговообманковые и другие сланцы.

Метаморфизованные осадочные породы представлены железистыми кварцитами, метапесчаниками, амфиболо-слюдисто-гранатовыми, углистыми и другими сланцами, кварцитами, конгломератами и карбонатными породами. Детальное описание геологии и петрографии вулканогенно-осадочных толщ дано в работах Н. П. Семененко, Г. В. Жукова, А. А. Макухиной, В. Д. Ладиевой, Н. И. Половко (1956, 1959) и др. С осадочными метаморфизованными породами связаны месторождения железистых кварцитов и богатых железных руд, кварцитов, мраморов, углистых сланцев, мелкие залежи колчеданных руд.

Метаморфизованные осадочные и изверженные породы представляют большой интерес кроме того и тем, что в них размещаются разнообразные метасоматиты, сопровождаемые в некоторых случаях оруденением. Метасоматиты в Украинском шите представлены слюдистыми, амфиболовыми, пироксеновыми образованиями, известковистыми, железистыми и магнезиальными скарнами, эпидозитами, магнезитами, эгиринитами, альбититами и др. В составе и распространенности метасоматитов, приуроченности отдельных типов к определенным породам проявляются некоторые закономерности, обуславливаемые вещественным составом субстрата и характером метаморфизма. Вещественный состав метасоматитов во многих случаях находится в определенной зависимости от состава метаморфических толщ. В Криворожско-Кременчугском синклиниории среди железистых пород метасоматиты характеризуются развитием железистых минералов — куммингтонита, магнетита, альмандина, хлоритоида, сидерита.

Отчетливо наблюдается зависимость минерального состава от вмещающих пород в эгиринитах и альбититах (Стрыгин, 1959, 1960).

В железистых породах Ингулецких, Володарских, Побужских и других магнитных аномалий в метасоматитах также распространены железистые минералы — магнетит, гиперстен, фаялит, куммингтонит, альмандин, роговые обманки и т. п.

В метабазитах состав метасоматитов заметно отличается. Метасоматоз проявляется в биотитизации, карбонатизации, амфиболизации, эпидотизации и иногда в образовании известковистых скарнов. Типоморфными минералами в скарнах являются пироксен диопсид-геденбергитового ряда, эпидот и андрадито-гроссуляровый гранат. Для метасоматитов характерно распространение титанистых минералов — сфена, ильменита.

В метаультрабазах, по данным В. А. Ершова (1960), Ю. Ир. Половинкиной и Е. П. Соколовой (1958), метасоматоз проявляется в карбонатизации и биотитизации.

В карбонатных породах доломитового состава характерно развитие известковисто-магнезиальных пироксенов, амфиболов, флогопита, шпинели, форстерита; в некоторых случаях образуются скарны, состоящие из диопсида, пироп-альмандинового граната и магнетита. Развитие магнетита в скарнах обусловлено, очевидно, ассоциацией с карбонатными породами железистых кварцитов.

В кремнистых породах (кварциты) вторичные образования представлены обычно жилами кварца. Характер метаморфических толщ отражается не только в вещественном составе метасоматитов, но и в их распространенности. Из всех присутствующих в Украинском щите вулканогенно-осадочных пород метасоматические образования наиболее часто встречаются в железистых кварцитах, метабазитах, карбонатных породах и, вероятно, ультрабазах — т. е. в породах, наиболее резко отличающихся по химическому составу от мигматитов. В породах, более близких по химическому составу к гранитоидам — в слюдистых песчаниках, гнейсо-кварцитах, кварцево-сланцевых сланцах — метасоматоз за исключением альбитизации почти совершенно отсутствует.

В размещении и составе метасоматитов устанавливаются закономерности, определяемые не только составом пород, но и интенсивностью проявления процессов метаморфизма и ультраметаморфизма. Известно, что эффузивно-осадочные породы, развитые в Украинском щите, метаморфизованы в различной степени. Наиболее глубокий метаморфизм наблюдается в породах, которые залегают среди мигматитов в форме моноклиальных пластов-останцов или образуют небольшие синклинальные структуры. Железистые породы представлены здесь обычно крупнозернистыми роговообманково-магнетитовыми и пироксен-магнетитовыми кварцитами иногда с гранатом и фаялитом. Примером наиболее высокотемпературного метаморфизма являются породы Побужских, Володарских, Ингулецких, Орехово-Павлоградских и Приазовских магнитных аномалий.

Менее интенсивный метаморфизм пород наблюдается в случаях, когда вулканогенно-осадочные толщи имеют многокилометровые мощности и образуют крупные синклинальные структуры (Криворожско-Кременчугский синклиниорий, Мало-Белозерская и Верховцевско-Никопольские магнитные аномалии). Степень метаморфизма пород внутри этих структур, как видно на примере Криворожско-Кременчугской полосы, также не одинакова. В Центральном (Саксаганском) районе, где мощность криворожской серии наиболее значительна, породы метаморфизованы в общем слабее всего и представлены тонкозернистыми серицито-

хлоритовыми сланцами и гетито-магнетитовыми роговиками; для гематита часто характерна дисперсная форма. Породы Южного и Северного районов Криворожской полосы метаморфизованы значительно и представлены среднезернистыми куммингтонито-магнетитовыми роговиками и гранато-амфиболо-биотитовыми сланцами. Таким образом, в Криворожской полосе породы претерпели в основном средне- и низкотемпературный метаморфизм.

Метасоматические образования, как показывают наблюдения, более часто встречаются в породах высокотемпературной фации метаморфизма; нередко метасоматические проявления локализируются в метаморфических породах в контактных зонах с мигматитами.

В породах низкотемпературной фации метаморфизма метасоматиты менее распространены.

Интенсивность метаморфизма пород отражается не только на распространенности метасоматитов, но и на их минеральном составе.

В Криворожье в условиях серицито-хлоритовой фации метаморфизма минеральный состав метасоматитов так же, как и во вмещающих породах, представлен хлоритом, магнетитом, сидеритом.

В породах среднетемпературной фации метаморфизма (Северный и Южный районы Криворожья) метасоматиты состоят из таких же минералов, что и вмещающие породы — амфиболов, магнетита, биотита и т. д.

В районах магнитных аномалий, где породы претерпели наиболее высокотемпературный метаморфизм, в составе метасоматитов главную роль играют ромбические и моноклинные пироксены, роговая обманка, гранаты, фаялит, форстерит, иногда шпинель.

Приведенные данные о размещении, распространенности и составе метасоматитов свидетельствуют о глубокой зависимости их формирования от состава эффузивно-осадочных пород и интенсивности метаморфизма и ультраметаморфизма.

С метасоматитами в Украинском щите связан ряд известных месторождений железных руд, имеющих крупное промышленное значение. В последние годы в метасоматитах открыты хромитовые (Ершов, 1960) и тальково-магнезитовые месторождения, большое количество мелких магнетитовых и магнетито-колчеданных оруденений (Белевцев и др., 1960, Рудницкий, 1961); изучена минерализация асбеста (Куман, 1960), корунда (Половинкина, Соколова, 1959, Ершов, 1960), апатита (Никольский, 1960). Впервые установлена висмутовая, кобальт-никель-медная (Соловьева, 1962, 1963, Стрыгин, 1962) и вольфрамовая (Мельник, Ярошук, 1962) минерализация.

В составе и размещении большинства оруденений, подобно метасоматитам, наблюдается прямая зависимость от состава вулканогенно-осадочных толщ и интенсивности их метаморфизма. Особенно характерны в этом отношении железные руды, которые размещаются, как правило, только среди железистых осадочно-метаморфизованных пород. В щите, вероятно, нет районов распространения железистой формации, в породах которой не было бы того или иного масштаба железного оруденения.

Очевидная связь с составом замещаемых пород наблюдается в хромитовой, магнезитовой и асбестовой минерализации.

В других случаях обусловленность состава оруденений составом материнских пород является более сложной и не столь очевидной. К западу от Кривого Рога в одной из магнитных аномалий магнетитовые руды отличаются повышенным содержанием титана (Белевцев и др., 1960). Необычная титанистость руд связана, вероятно, с мобилизацией титана при гранитизации пород основного состава, ассоциирующих с железистыми кварцитами. Вероятно, такое же происхождение в тех же

магнитных аномалиях имеет кобальт-никель-медная минерализация (Стрыгин, 1962).

Определенная зависимость минерального состава и масштабов оруденения от интенсивности метаморфизма наблюдается на примере наиболее распространенного железного оруденения. Ранее было отмечено (Белевцев, Стрыгин, 1960), что с фацией гнейсов и пироксено-роговообманковых магнетитовых кварцитов связаны многочисленные мелкие жилы фаялито-гиперстено- и роговообманково-магнетитовых руд. Из-за мелких масштабов оруденения промышленного значения они не имеют. К фации биотито-куммингтонитовых сланцев и куммингтонито-магнетитовых роговиков приурочены куммингтонито-магнетитовые руды, образующие крупные метасоматические тела.

В условиях наиболее низкотемпературной фации метаморфизма, когда главными минералами в породах являются серицит, хлорит, магнетит и дисперсный гематит, руды характеризуются хлорито- и гематито-магнетитовым составом; масштабы оруденения наиболее крупные.

Рассмотрение распространенности, пространственного размещения и вещественного состава рудных проявлений в Украинском щите отчетливо указывает на их связь с вещественным составом вулканогенно-осадочных толщ и процессами метаморфизма и ультраметаморфизма.

Хотя в общих чертах эти связи очевидны, однако их многообразие и характер вскрыты еще совершенно недостаточно, и многие аспекты этой проблемы остаются неизученными. Глубокое познание связей рудообразования с гранитизацией, метаморфизмом и составом материнских пород будет способствовать более целеустремленным поискам минерального сырья.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

Успехи металлогенических исследований в СССР относятся, главным образом, к изучению послепротерозойских складчатых областей, в то время как для платформ и щитов еще не установлены принципиальные особенности образования и закономерности размещения месторождений. С таким положением нельзя согласиться не только потому, что щиты и древние платформы занимают более половины территории поверхности Земли, но и потому, что они обычно являются носителями крупнейших, мирового значения, месторождений железа, марганца, золота, кобальта, никеля, меди, хрома и многих других металлов.

Отставание металлогенических исследований платформ и щитов в СССР тормозит раскрытие богатейших минеральных возможностей кристаллических фундаментов, вследствие незнания условий образования и закономерностей размещения месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Поэтому мы взяли на себя труд в какой-то мере восполнить существующий пробел в изучении металлогении щитов. Нами были использованы материалы, полученные при многолетнем изучении Украинского кристаллического щита, Курско-Воронежского массива и, частично, Балтийского щита и Китайской платформы.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В современной геологии выделяются самостоятельные крупные структурные единицы — складчатые области и платформы. Подавляющее большинство геологов рассматривает образование платформ как историческое явление, возникающее на определенном этапе развития того или иного участка земной коры вследствие превращения геосинклинальной зоны в стабильную складчатую область, перекрытую осадочным покровом. Преимущественное распространение получили древние платформы, состоящие из докембрийского фундамента, перекрытого чехлом осадочных и вулканических пород.

Породы фундамента наиболее удобны для изучения на щитах и кристаллических массивах, где они выступают непосредственно на поверхность или перекрыты маломощным осадочным чехлом.

Краткое рассмотрение главнейших особенностей металлогении Украинского щита позволяет наметить ряд закономерностей, которые могут быть использованы для дальнейшего изучения и практического раскрытия минеральных богатств как Украинского щита, так и других аналогичных районов СССР.

Кристаллический фундамент Украинского щита представляет собой многоэтажное складчатое сооружение, развившееся из докембрийской геосинклинальной области. Общей тенденцией геосинклинальной области было постепенное сужение и расчленение ее в нижнем протерозое на от-

дельные линейно-вытянутые субгеосинклинали, из которых развились необращенные складчатые зоны (синклиории).

Применив метод «снятия» метаморфизма и гранитизации к кристаллическим породам щита, мы получили возможность выделить осадочные, осадочно-вулканогенные и вулканогенные формации как первичные эквиваленты современных пород.

Основной тканью, или субстратом, фундамента оказались геосинклинальные и в меньшей степени платформенные формации: *осадочные* — теригенные, хемогенные, лагунные и молассовые; *вулканогенные* — спилито-кератофировые, спилито-порфириновые, офиолитовые.

Породы этих формаций подверглись глубокому метаморфизму и ультраметаморфизму, в результате чего образовались *метаморфические породы* (кристаллические сланцы, кварциты, джеспилиты, метапесчаники, метабазиты и ультрабазиты) и *группа ультраметаморфических пород* (гнейсы, мигматиты, анатектиты, граниты и пегматиты).

Гранитные интрузии в строении щита занимают весьма подчиненное место. Анализ формаций пород, складчатых структур, наложенных процессов, преобразовавших первичные эквиваленты, вместе с критическим использованием данных абсолютного возраста позволили выделить четыре цикла геологического развития Украинского щита: *нижнеархейский, верхнеархейский, нижнепротерозойский и верхнепротерозойский*.

Нижнеархейский изучен очень слабо и выделяется условно на основании данных абсолютного возраста (2700—3600 млн. лет). Представлен вулканогенными и магматическими образованиями основного и ультраосновного состава, значительно измененного ультраметаморфизмом.

Верхнеархейский и нижнепротерозойский циклы отвечают развитию докембрийской геосинклинали Украинского щита, общие закономерности развития которой раскрыты на основании анализа многочисленных фактических материалов.

К верхнеархейскому циклу отнесены гранитизированные в различной степени вулканические толщи Приднепровья и Буга, содержащие глиноземистые породы с подчиненным количеством магнетитовых роговиков, различных сланцев и кварцитов.

Породы этого цикла составляют нижний структурный этаж в кристаллическом щите с господствующим северо-западным простираем складчатых структур. С этими породами сопоставимы кольская и беломорская серии гнейсов, развитые в пределах восточной части Балтийского щита. Для верхнеархейского цикла развития характерны геосинклинальные рвы как важнейшие элементы внутригеосинклинальных зон. С геосинклинальными рвами связано накопление мощных вулканогенных пород основного и ультраосновного состава. Этому циклу присущи очень интенсивные процессы гранитизации и ультраметаморфизма. Эти его особенности и определили металлогеническую специализацию с типоморфными металлами — меди, железа, титана.

Абсолютный возраст пород цикла — от 2700 до 2200 млн. лет. Геосинклинали этого цикла были обширными и охватывали почти всю территорию Украинского щита и, вероятно, значительную часть всей Русской платформы и Балтийского щита.

К нижнепротерозойскому циклу относятся породы, залегающие несогласно на архейских образованиях и деформированные преимущественно в субмеридиональном плане. Для них характерны осадочно-метаморфические породы — сланцы, кварциты, железистые роговики и джеспилиты, образующие узкие зоны осадконакопления и складчатости.

Для этого цикла характерно развитие периферических — субплат-

форменных зон, пограничных глубинных разломов, а также накопление мощных хемогенных железистых осадков во внутригеосинклинальных зонах.

В пределах Украинского щита в нижнепротерозойское время происходило развитие подвижных зон, с которыми связано образование криворожской железисто-сланцевой серии пород. Абсолютный возраст их седиментации 2600 млн. лет и метаморфизма 2000 млн. лет.

При этом выделяются субмеридиональные подвижные зоны: Криворожско-Кременчугская, Белозерско-Ореховская и Брусилов-Одесская, исторически связанные с зарождением и развитием глубинных разломов, определивших прогибание и накопление мощных эффузивно-осадочных образований. С последними сопоставима тундровая и кейвская серии на Кольском полуострове, ладожская и парандовская серия Карелии, а также железисто-сланцевая серия КМА. Геосинклинальные зоны этого периода отличаются от архейских ограниченными размерами и линейными (вытянутыми) очертаниями. Большая часть фундамента в нижнем протерозое была разбита на жесткие блоки — срединные массы.

В кристаллическом фундаменте щитов выделяются:

1. *Складчатые области и зоны (синклиналии), сложенные метаморфическими породами*, где продукты гранитизации развиты незначительно. Эти складчатые зоны развивались из узких субгеосинклиналей нижнепротерозойского цикла. Для таких складчатых зон характерны метаморфогенные месторождения железа, меди, циркония и редких металлов. Примером таких складчатых зон являются Криворожско-Кременчугская и Конкско-Белозерская на Украине, а в других районах — складчатые зоны КМА, Оленегорская зона на Кольском полуострове, Аньшаньская в Китае и многие другие.

2. *Складчатые области, сложенные преимущественно гранитизированными породами* — гнейсами, мигматитами, анатектитами и гранитами. Эти складчатые области развились из широких внутригеосинклинальных зон верхнеархейского цикла. Метаморфические породы для этих областей имеют подчиненное значение и выступают в виде останцов различной величины. Последние дают возможность судить о первичном составе пород, формациях и способах их образования. Для таких областей характерны мелкие месторождения железных или титано-железных руд, меди, графита и слюды. Примером таких зон мигматитов могут быть: участок, расположенный вдоль р. Ингульца к западу от Криворожско-Кременчугской полосы, Орехово-Павлоградская полоса, а также обширная область между Кривым Рогом и Запорожьем.

Устойчивый платформенный режим наступил с верхнего протерозоя. Он характеризовался относительно медленными колебательными движениями, которые вызвали заложение и развитие глубинных разломов, расчленивших фундамент на ряд крупных блоков, образование верхнепротерозойских и рифейских платформенных осадков в виде древнего чехла (овручская, иотнийская и другие серии), внедрение вдоль разломов интрузий основного, ультраосновного и гранитоидного состава, образование глубинных зон окисления и коры выветривания, образование платформенного чехла, составленного палеозойскими и мезо-кайнозойскими осадками.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Необычайно богатые месторождения железа, никеля, кобальта, циркония, вольфрама, золота, олова, ванадия, тантало-ниобатов, титана, молибдена, хрома и меди, развитые на щитах и древних платформах ми-

ра, непосредственно связаны с длительной геологической историей геосинклинальных и платформенных периодов развития.

Многочисленные месторождения образовались не одновременно, а в несколько металлогенических эпох. В пределах каждой эпохи в древних подвижных зонах наблюдается последовательное образование различных минеральных комплексов, тесно связанных с историей геологического развития зоны. Генетическая связь различных групп месторождений с различными элементами геосинклиналей и платформ позволили наметить металлогеническое районирование и выделить металлогенические эпохи.

Металлогенические эпохи

По материалам Украинского и Балтийского щитов, Курско-Воронежского массива можно наметить следующие главнейшие металлогенические эпохи: позднеархейская, раннепротерозойская, позднепротерозойская и мезо-кайнозойская. Наиболее продуктивными металлогеническими эпохами являются раннепротерозойская и мезо-кайнозойская, в меньшей степени позднеархейская, и совсем ничтожна продуктивность раннеархейской и позднепротерозойской. Последние характеризуются только небольшим количеством рудопроявлений. Учитывая слабую изученность строения и состава пород нижнего архея и верхнего протерозоя, можно лишь считать вероятным открытие месторождений различных металлов, отвечающих этим эпохам.

Позднеархейская металлогеническая эпоха характеризуется развитием мелких и средних по запасам месторождений железных руд осадочно-метаморфического генезиса, связанного с эффузивно-джеспилитовой формацией, медных и медно-никелевых (колчеданных) руд, пока еще не оцененных по размерам и величине запасов. Эти руды имеют вулканогенно-метаморфический генезис. Металлогения позднеархейской эпохи тесно связана с областями геосинклинальных рвов, в пределах которых происходило накопление железа, меди, никеля, кобальта и титана. Геохимический профиль этой эпохи оценивается как медно-железный с целым рядом концентраций подчиненных рудных элементов.

Раннепротерозойская металлогеническая эпоха очень богата многочисленными крупнейшими месторождениями богатых и бедных железных руд, циркония метаморфического и осадочно-метаморфического происхождения. Кроме того, эта эпоха изобилует множеством рудопроявлений меди, титана, хрома, свинца, золота и некоторых других металлов. В последнее время в районе Кривого Рога обнаружено рудопроявление меди. Металлогения этой эпохи характеризуется необычайно богатыми метаморфогенными месторождениями железа: Кривой Рог, М. Белозерка на Украине, КМА, Оленегорское на Кольском полуострове, Тараташское на Урале, Зюдварангер в Норвегии, Аньшаньское в Китае и многие др.

Медные, никелевые, золотые, титановые и циркониевые месторождения и рудопроявления генетически связаны с эффузивами и песчано-конгломератовой фацией. Рудопроявления редких элементов генетически связаны с метаморфическими и гидротермальными процессами.

Наибольшее металлогеническое значение имели внутренние геосинклинальные зоны, примыкающие к глубинным разломам. Они представлены терригенными и хемогенными формациями, в которых накопились огромные массы железа и значительное количество циркония, меди и других металлов. Геохимический профиль этой эпохи может быть определен как железный.

Позднепротерозойская металлогеническая эпоха. К этой эпохе отнесены со значительной условностью все месторождения, связанные с плат-

форменным периодом развития Украинского щита. В пределах этой эпохи выделяются несколько металлогенических периодов (подэпох) или может быть самостоятельных эпох, отмеченных образованием различных генетических групп месторождений.

Первая платформенная подэпоха (период). К ней относятся овручская осадочно-вулканогенная серия (песчаники, кварциты и туфы) с касситерито-колумбито-вольфрамовым оруденением на Украине и иотний-хогландий (кварциты, песчаники, граниты «рапакиви») на севере (Норвегия).

Вторая платформенная подэпоха связана с многочисленными интрузиями, внедрившимися по системе разломов в докембрийские породы. На Украине (по Семененко, 1958) к этой эпохе относят формирование Коростенского (гранитов, габбро), Токовского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. Металлогения этих плутонов характеризуется накоплением ильменита в габбровых массивах, наличием медно-никелевых сульфидных, полиметаллических, кварцево-сульфидных, молибденовых, касситеритовых и асбестовых рудопоявлений, а также появлением топаза и слюд, связанных с пегматитами. С некоторым допущением к этой эпохе можно отнести подобные интрузивные образования гранитов, сиенитов, габбро на Балтийском щите, с которыми генетически связаны апатито-магнетитовые, титаномагнетитовые, скарновые — железорудные, вольфрамовые, оловянные, кварцево-молибденовые месторождения Карелии, Швеции, Норвегии и Финляндии.

Третья платформенная подэпоха связана с образованием щелочных массивов в Приазовском районе на Украине и в Хибинах на Кольском полуострове в позднепротерозойское и палеозойское время. С этими массивами щелочных пород генетически связаны цирконо-пироксоловая, галенитовая, плавикового шпата и сульфидная минерализация и алюминиевое сырье на Украине.

Мезо-кайнозойская металлогеническая эпоха характеризуется образованием коры выветривания и глубинных зон окисления в кристаллических породах докембрия, а также накоплением платформенного чехла осадочных пород.

С корой выветривания и зонами окисления связаны месторождения никеля и бокситов в ультраосновных и основных породах, богатых железных руд, в рудах и железистых породах метаморфогенного происхождения.

Среди третичных пород образуются россыпные цирконо-титановые и касситеритовые месторождения, а также крупнейшие осадочные месторождения железа и марганца, такие как Азово-Керченский бассейн железных руд, Никопольский и Большетокмакский бассейны марганцевых руд.

Металлогеническое районирование

Металлогеническое районирование Украинского щита определяется размещением узких нижнепротерозойских складчатых зон метаморфических пород, ограниченных полей вулканогенных пород верхнеархейского цикла развития геосинклинали, щелочных пород, осадочных и россыпных месторождений в чехле. На территории Украинского щита эти рудоносные зоны, щелочные породы и осадочные месторождения чехла образуют три металлогенических провинции: *Днепровскую железорудную* (Большой Кривой Рог), *Приазовскую и Брусилов-Одесскую*.

В каждой из этих провинций развиты месторождения нескольких металлогенических эпох. Некоторые металлы являются «сквозными» или

образуют месторождения разных генетических типов во всех металлогенических эпохах.

Днепровская железорудная провинция расположена в центральной части щита. На ее территории находятся крупнейшие месторождения железных руд Криворожского и Азово-Керченского бассейна. Месторождения марганца Никопольского и Большетокмацкого бассейнов, россыпные месторождения титана и циркония, а также месторождения меди, алюминия, никеля и других металлов. В пределах железорудной провинции выделяются пять крупных структурно-металлогенических подразделений: Криворожско-Кременчугская, Белозерско-Павлоградская, Верховцево-Никопольская, Азово-Керченская и Никополь-Токмакская. Каждая из них характеризуется комплексом рудопроявлений, своими фаціальными, литологическими и структурными особенностями.

Приазовская металлогеническая область расположена в восточной части щита. На ее территории развиты проявления циркона, пироклора и редких металлов, расположенных среди массивов щелочных сиенитов, месторождений колумбита, связанных с пегматитовыми и гидротермальными жилами, а также россыпи титано-циркониевого состава.

Брусилов-Одесская металлогеническая зона расположена в западной части Украинского щита. Она представлена месторождениями бедных и богатых железных руд джеспилитовой формации, месторождениями хромитов, графита, мраморов и множеством различных рудопроявлений.

Последовательность образования рудных комплексов в истории развития подвижных зон докембрия

Последовательность образования минеральных комплексов в подвижных зонах, как известно, разработана Ю. А. Билибиным (1955) и развита К. И. Сатпаевым (1958), П. М. Татариновым (1957), Е. А. Радкевич (1958), Н. П. Семененко (1958), Ю. Т. Старицким (1958), И. Г. Магакьяном (1959) и многими др.

Относительно докембрийских подвижных зон эта последовательность нуждается в ряде дополнений и изменений, часто имеющих принципиальное значение.

Рассмотрим на примере геологического развития хорошо изученной Криворожско-Кременчугской подвижной зоны последовательность образования минеральных комплексов. «Снятие» метаморфизма и фаціальный анализ осадков этой зоны позволил проследить в разрезах размещение толщ эффузивных, пирокластических, грубообломочных, тонкообломочных и хемогенных образований. Это, в свою очередь, дало возможность реконструировать картину формирования подвижной области, выделить три этапа развития в геосинклинальном периоде и определить связанные с ними процессы минерализации.

Начальным и ранним этапам свойственно зарождение и развитие пограничного глубинного разлома, образование мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, приведших к накоплению больших масс железисто-кремнистых осадков. Вначале вулканические продукты характеризовались ультраосновным и основным (спилитовым) составом, который затем сменился кислым (кератофировым). Дальнейшее развитие характеризуется зарождением центрального поднятия и глубоких грабеннообразных прогибов.

Развитие геосинклинали выразилось в образовании вдоль глубинных разломов более или менее изолированных узких субгеосинклиналей, в

пределах которых происходило накопление вулканогенных, терригенных и хемогенных осадков железисто-кремнистой формации. Они дали начало нижней и средней свитам криворожской серии суммарной мощностью около 1500—1800 м.

С этим этапом развития связано накопление в осадках больших масс железа, меньше никеля, меди, хрома, титана и других металлов.

Средние этапы характеризуются инверсией режима, наличием общих поднятий и тангенциальных смятий, что привело к созданию необращенной глубоко заложеной складчатой зоны. В начале инверсии произошло изменение фаций осадков и накопление осадков верхней терригенной свиты пород мощностью свыше 3—4 тыс. м.

Развитие тектонических процессов обусловило образование сложных продольных и поперечных складчатых структур, сопровождающихся интенсивным послойным течением материала и динамотермальным метаморфизмом пород, вызвавшим перемещение многих элементов породы, приведших к формированию крупных метаморфогенных месторождений железных руд.

К метаморфогенным месторождениям этого типа относятся бедные железные руды (железистые кварциты), богатые железные руды железорудной формации, рудопоявления меди, кобальта и других металлов, железорудные и медные скары, а также большая группа нерудных ископаемых — мраморов, доломитов, кварцитов, асбеста, графита и талька.

Поздние и конечные этапы сказались на дальнейшем развитии разрывных структур, с которыми связано внедрение гранитных интрузий, диабазовых даек и жил кислого состава. С гидротермальными процессами в стадии постгранитизации и интрузивными гранитами связаны рудопоявления сульфидов цинка, свинца и меди в карбонатных и кварцевых жилах; амфиболового асбеста, апатито-циркониевых руд и редкометальной минерализации.

Платформенные этапы характеризовались широким развитием разнообразных россыпных месторождений, крупных осадочных месторождений (железа и марганца) и коры выветривания (бокситовые месторождения).

Эта схема последовательности образования рудных комплексов в истории развития древней подвижной зоны может быть применена и для других районов щита, однако с учетом специфики их геологического строения и металлогении. К таким наиболее важным факторам, определяющим специфику металлогении отдельных районов щитов, относятся:

1) глубина эрозионного среза кристаллического фундамента, вскрывающая различные уровни метаморфизма и ультраметаморфизма пород, а также определяющая сохранение различных фаций геосинклинальных осадков;

2) преимущественное развитие определенных этапов подвижных зон. Этим объясняется наличие или отсутствие эффузивных, кластогенных или хемогенных осадков, магматических комплексов или структурно-фациальных зон;

3) наличие платформенного чехла, его состав и палеогеографические условия образований. При этом важное значение имеет длительность континентального существования кристаллического щита, интенсивность развития коры выветривания, обнаженность пород, несущих различные минералы и элементы, явившиеся источником образования месторождений в чехле;

4) возраст структур и магматизма со всей специфической металлогенией. Имеется в виду прежде всего развитие глубинных разломов, интрузий гранитов и гидротермальные процессы.

Рассмотренные главнейшие черты металлогении Украинского щита, вскрывшие последовательность образования минеральных комплексов в истории геологического развития кристаллического фундамента и осадочного чехла, позволяют определить некоторые общие закономерности металлогении щитов и древних платформ.

Металлогения щитов и древних платформ характеризуется тремя резко разграниченными периодами развития, непосредственно связанными с геологической историей. Металлогению подвижных зон докембрийского фундамента, металлогению срединных массивов фундамента и металлогению осадочного чехла.

Металлогения подвижных зон докембрийского фундамента закономерно связана с накоплением металлов в терригенных, хемогенных и вулканогенных породах, а также метаморфической и ультраметаморфической дифференциацией элементов осадочных и вулканогенных пород.

В начальные этапы развития подвижных зон происходило накопление следующих металлов. В осадочно-вулканогенных и хемогенных образованиях происходило накопление Fe, меньше Ti, Cu, Co, Au, V, Pt, Cr, Ni. При этом в вулканических породах накапливались Cu, Ni, Co, Cr; в терригенных осадках — Cu, Ti, Au, Pt и в хемогенных и хемогенно-вулканических — Fe и в меньшей степени V. В средние этапы развития благодаря метаморфизму и ультраметаморфизму многие металлы оказались достаточно подвижными и при определенных тектонофизических условиях образовывали промышленные скопления.

С метаморфическими процессами связано образование осадочно-метаморфических месторождений железа (железистые роговики и джеспилиты) и рудопроявлений — меди, циркона, титана в песчаниках и конгломератах, метаморфических месторождений, гематито-магнетитовых, силикатно-магнетитовых, медных и медно-никелевых руд в эффузивах, а также месторождений графита, мраморов, корунда, силлиманита и др.

С ультраметаморфическими процессами — гранитизацией связана интенсивная миграция: Ti, Fe, Ca, Mg, Cu, V, Pb, Zn и других элементов из полей интенсивной гранитизации в области слабо затронутые или незатронутые гранитизацией.

Гранитизация вызвала процесс магнезиально-железистого и щелочно-углекислого метасоматоза, с которыми генетически связано возникновение рудных скоплений и месторождений мира титаномагнетитовых, силикатно-монацитовых редкоземельных и других. Выделяется большая генетическая группа месторождений гранитизационных, которые можно подразделить на мигматитовые и скарновые, гидротермальные и пегматитовые.

В пространственном размещении метаморфогенных месторождений главную роль играли трещинно-складчатые структуры. В конечные этапы геологического развития подвижных зон металлогения зависела от магматической и постмагматической деятельности, связанной с интрузивами и разрывной тектоникой.

С интрузивными породами основного и ультраосновного состава связаны месторождения хромитов и силикатного никеля, а также рудопроявления кобальта, титана, титаномагнетитов и некоторых редких металлов. Кроме того, многие интрузивные породы явились источником россыпных месторождений в породах рыхлого чехла (Ti, Sn, Zr и др.). Продукты типичной гидротермальной деятельности, связанной с интрузиями гранитов, имеют второстепенное значение. Они представлены жилами полиметаллов, минералов меди и редких элементов.

Характер и размещение месторождений различных металлов находятся в прямой зависимости от состава вмещающих пород, метаморфизма и кристаллической структуры. Так, породы джеспилитовой формации содержат железорудные месторождения, а эффузивно-осадочные — медные, никелевые и кобальтовые месторождения и рудопроявления. Песчано-когломератовые формации включают рудопроявления меди, золота и других металлов. Проявляется зависимость концентрации различных металлов не только от первичного состава пород, но и от подвижности элементов, вызываемой метаморфизмом и гранитизацией. Так, гранитизация и образование мигматитов из пород джеспилитовой формации сопровождается выносом железа, магния и кальция, и увеличением кремнезема, алюминия и щелочей в зону слабо измененных расслоенных пород фронта гранитизации. В связи с этим в расслоенных породах в экзоконтакте гранитизации образуются титаномagnetитовые и медные месторождения.

Наиболее металлогенными являются сложноскладчатые метаморфические породы. По мере развития в них гранитизации вплоть до возникновения полей мигматитов и анатектитов, металлоносность их снижается.

Ведущая роль в эндогенной минерализации принадлежит не магматической деятельности, а метаморфизму и гранитизации. Поэтому не наблюдается связи подавляющей части рудной минерализации с интрузивными комплексами. Продукты типичной постмагматической деятельности имеют весьма небольшое распространение. В конечные стадии гранитизации и метаморфизма проявились процессы, имитирующие гидротермальное рудообразование. В металлогении докембрийских подвижных зон выделяются два главнейших периода — нижний, относящийся к позднеархейской эпохе, и верхний, относящийся к раннепротерозойской эпохе.

Металлогения срединных массивов фундамента характеризуется магматическими, пегматитовыми, скарновыми и гидротермальными месторождениями железа, меди, вольфрама, кобальта, никеля, тантало-ниобатов, хрома и молибдена, реже свинца и цинка. Эти месторождения возникли в платформенный период развития и пространственно и генетически тесно связаны с интрузивными комплексами, приуроченными к разрывным структурам.

Кроме того, в платформенный период происходило формирование гипергенных месторождений алюминия, железа и никеля в древней коре выветривания или глубинных зонах окисления.

Металлогения платформенного чехла непосредственно связана с образованием пород чехла. Платформенные образования известны верхнепротерозойского, рифейского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов. Для них обычно характерны россыпные, осадочные и инфильтрационные месторождения железа, марганца, титана, олова, цинка, кобальта и других металлов. Размещение этих месторождений тесно связано с источником сноса и фациальными особенностями пород чехла.

Приведенное краткое описание металлогении Украинского щита, а также некоторые общие выводы являются первой попыткой раскрыть историю геологического развития кристаллического основания щита и рассмотреть его металлогению так, как это делается для послекембрийских подвижных зон.

Приведенное раскрытие истории геологического развития явилось основанием для выделения разновозрастных подвижных зон, реставрацией геосинклиналей с установлением циклов и стадий их развития. Это в свою очередь позволило понять историю или геохимию различ-

ных металлов, связанную со стадиями развития геосинклинали и подвижной зоны, понять причины накопления металлов и образование месторождений в ходе седиментационных и метаморфических процессов.

Все это сделало возможным установить зависимость образования месторождений от геологического развития подвижных зон, наметить металлогенические эпохи и прийти к пониманию закономерностей размещения полезных ископаемых на территории щитов.

Примененные методы к анализу фактического материала и установленные закономерности, вероятно, будут полезны не только для украинских геологов, но и для широкого круга научных работников и геологов, которые заняты изучением щитов и древних платформ.

Более детальное рассмотрение металлогении Украинского щита, продемонстрированное в таблицах, картах и схемах, приведено нами ниже, в соответствующих главах настоящей книги.

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ СОСТАВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ПРОГНОЗНЫХ КАРТ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

Металлогенические карты кристаллических щитов или отдельных его регионов должны наглядно отражать закономерности геологического развития и размещение рудных комплексов. Поскольку история геологического развития отражается на структурногеологических картах средних и крупных масштабов, они и должны явиться основой, на которой составляются металлогенические карты. По существу металлогеническая карта создается при творческом совмещении карты полезных ископаемых со специальной структурногеологической картой и имеет своей целью наглядное изображение закономерностей пространственного размещения месторождений различных генетических типов и различных рудных формаций на структурногеологической основе, т. е. в связи с разными формациями горных пород и различными типами пликативных и дизъюнктивных структур.

Однако во многих случаях, особенно для щитов, нет готовых тектонических или структурногеологических карт, которые можно было бы без существенных дополнений принять для составления металлогенических карт. По этим причинам составлению металлогенической карты должно предшествовать обобщение геологоструктурных материалов и дополнение существующих карт.

СОДЕРЖАНИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ КАРТ И ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Для кристаллических щитов, так же как и для складчатых областей, целесообразно составлять обзорную металлогеническую карту масштаба 1 : 1 000 000, 1 : 500 000 или 1 : 200 000 и детальные металлогенические и прогнозные карты масштаба 1 : 50 000—1 : 25 000 для рудных районов или полей, реже масштаба 1 : 200 000 для рудных провинций.

Обзорные металлогенические карты составляют для отдельных крупных регионов платформ, металлогенических поясов или провинций и зон. Задачей обзорных мелкомасштабных металлогенических карт является установление структурногеологических позиций рудных районов и общих закономерностей образования рудных комплексов, а в некоторых случаях и выделение площадей для постановки поисковых работ соответствующего масштаба.

Металлогенические карты масштаба 1 : 500 000 должны составляться для крупных регионов, скажем для Украинского щита, Курско-Воронежского массива, Кольского полуострова или Карелии, в то время как карты масштаба 1 : 200 000 целесообразно составлять для от-

дельной рудной провинции, зоны или рудного района. Естественно, что к картам масштаба 1 : 200 000 предъявляются более высокие требования в изображении геологии, структуры, металлогенического районирования и определения прогнозных участков для постановки поисков.

Составлению металлогенической карты должны предшествовать специальные металлогенические исследования, которыми для условий щитов должны являться:

а) Обобщение материалов по истории осадконакопления и геотектонических движений с выделением различных по возрасту подвижных зон и платформ. Выделение в их пределах характерных осадочных или осадочно-вулканогенных комплексов (геосинклинальных формаций) с приуроченными к ним рудными концентрациями, которые возникли в процессе седиментации, диагенеза и пр. При последующей детализации формаций должны быть выделены стратиграфические единицы (серии, свиты) с показом фациальной изменчивости внутри них как в вертикальном разрезе, так и на площади.

б) Выделение частей подвижных зон и срединных массивов по структурным и фациально-формационным признакам, т. е. по типу складчатости, наклону осевых плоскостей, полноте и составу геосинклинальных формаций. Особенно большое значение имеют глубинные *долгоживущие разломы*, которые одновременно с интрагеосинклиналями и интрагеоантиклиналями предопределяют мощность формаций и специфику седиментационного рудонакопления.

в) Определение наличия инверсии геосинклинальных условий и форм, а также блоковых перемещений, что определяет интенсивность ультраметаморфизма и гранитизации, а также указывает на возможность сохранения относительно менее метаморфизованных осадков, которые являются главными вместилищами рудных концентраций. При этом должны быть разделены районы, сложенные молодыми (хоть и гранитизированными) образованиями от областей древнейшего (катархейского) кристаллического основания.

г) Изучение количества эпох и стадий гранитизации и ультраметаморфизма с помощью петрографических методов и определений абсолютного возраста. Одновременно должны быть выделены зоны диафтореза, в сочетании которых с молодой гранитизацией наиболее вероятны рудные концентрации, непосредственно увязывающиеся с процессом гранитизации.

д) Изучение собственно интрузивных образований и их роли в металлогении.

е) Изучение осадочного покрова на щите — фациальных зон различных эпох, областей сноса и накопления наиболее молодых осадочных рудных концентраций, месторождений коры выветривания, россыпей, инфильтрационных и сорбционных накоплений.

С целью наглядного показа структурногеологической позиции рудных районов в металлогенической провинции или зоне необходимо изготoвить специальную структурногеологическую или тектоническую основу. Следует подчеркнуть, что в связи с недостаточной достоверностью существующих стратиграфических схем докембрия Украины именно тектоническая основа (карта простираций и падения пород с показом блоков и дизъюнктивных нарушений) должна служить для уточнения взаимоотношений различных стратиграфических толщ. Только с помощью независимых структурных данных, основанных на интерпретации геофизических наблюдений, можно приблизиться к пониманию истинных взаимоотношений геосинклинальных формаций между собой и с проявлениями гранитизации.

На составленной основе должны быть отражены все результаты металлогенических исследований, а также данные о рудных месторождениях и рудопроявлениях, составляющие так называемую рудную нагрузку (Орлова и Шаталов, 1959). В законченном виде металлогеническая карта должна содержать следующие данные:

1. Распространение подвижных зон различных тектонических циклов — площади развития геосинклинальных формаций с особым выделением тех из них, которые содержат рудные месторождения. Последние должны быть показаны с разделением на генетические типы.

2. Распространение различных фаций метаморфизма, ультраметаморфизма и типов гранитов («метасоматических», реоморфических, палингенных, собственно интрузивных), а также основных и ультраосновных интрузий. В связи со всеми этими образованиями должны быть показаны соответственно магматогенные, гидротермальные, «псевдогидротермальные» и другие генетические типы месторождений.

3. Положение разломов, расклассифицированных по времени их заложения и возобновления (особенно глубинные разломы), а также по их рудоносности.

4. Положение зон развития различных типов коры выветривания (площадная, линейная, каолиновая и т. п.), особенно зоны глубинного окисления с приуроченными к ним месторождениями.

5. Распространение фаций осадочного чехла, обобщенных в рудные формации по типам содержащихся в них рудных концентраций. Желательно объединение на одной карте всех данных, но при перегрузке (при многоярусном строении чехла) возможно составление отдельных карт для осадочных комплексов и коры выветривания.

Составление среднемасштабных металлогенических карт завершается металлогеническим районированием и выделением прогнозных участков для постановки поисковых работ. На таких картах могут быть выделены металлогенические зоны, области, рудные пояса и рудные районы. В некоторых случаях могут быть показаны рудные зоны и рудные поля. На металлогенических картах щитов, вероятно, будет целесообразным показать районы преимущественного развития рудных комплексов, связанных со складчатыми зонами фундамента, глубинными разломами и интрузиями, а также с породами осадочного чехла и коры выветривания (особыми знаками).

Все работы, связанные с составлением металлогенических карт, во многих случаях дают возможность с достаточной объективностью определить участки и районы, перспективные для нахождения различных полезных ископаемых.

Детальные крупномасштабные металлогенические карты составляются с целью обобщения практических результатов геологоразведочных, геологосъемочных, геофизических и других работ, позволяющих установить закономерности размещения оруденения и определить научнообоснованные направления поисковых работ. Детальные карты составляются для рудных районов, металлогенических зон или рудных поясов и имеют особое теоретическое и практическое значение; они должны базироваться на следующих необходимых материалах:

1. Структурногеологическая карта масштаба 1 : 50 000 или 1 : 25 000, дополненная по последним фактическим материалам. На этой карте должны быть показаны все структурные элементы, контролирующие оруденение: складчатые и разрывные структуры, поверхности несогласия, продуктивные свиты и горизонты, контакты интрузивов, а также зоны дробления и милонитизации.

2. Результаты химических и спектральных анализов, а также специальные определения пород и продуктов наложенной минерализации как раздельные, так и обобщенные на металлометрических картах.

3. Литолого-фациальные, петрографические, палеогеографические и геофизические (магнитные и гравиметрические) карты.

4. Карта полезных ископаемых.

Наличие этих материалов не исключает проведения специальных работ по изучению метаморфизма, рудогенеза и геохимии, предшествующих составлению металлогенической карты и являющихся детализацией общих металлогенических исследований. Для районов, расположенных на кристаллических щитах, наиболее необходимы следующие предварительные работы:

а) Изучение метаморфизма пород с определением его ступеней и типов (динамотермального, термоконтактного ультраметаморфизма и плутометаморфизма). Пространственное распространение ступеней метаморфизма и различных его типов отражается на карте метаморфических фаций.

б) Изучение взаимосвязи типов метаморфизма с тектоническими, магматическими и гранитизационными процессами с определением их роли в рудообразовании. Установление критериев связи оруденения с метаморфизмом, гранитизацией и магматизмом.

в) Изучение роли складчатых и разрывных структур в морфологии и размещении рудных тел и месторождений.

г) Изучение литологически благоприятных горизонтов и свит, экранирующих поверхностей, пород-осадителей с выделением на картах.

д) Изучение вещественного состава рудных тел, околорудных изменений, зональности минерализации и геохимических ореолов на месторождениях и в рудных районах.

Все полученные при этих исследованиях данные играют исключительно важную роль для оконтуривания рудных полей и районов, а также для их прогнозирования.

ПОРЯДОК РАБОТ ПО СОСТАВЛЕНИЮ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

Процесс составления металлогенических и прогнозных карт целесообразно разделить на три этапа: составление карты фактов и проведение металлогенического анализа; составление собственно металлогенической карты; составление прогнозной карты.

Составление карты фактов состоит в том, что на геологоструктурной карте выбранного масштаба изображаются известные в районе рудные и главнейшие нерудные месторождения. Нанесение точек месторождений должно производиться в условных знаках, отражающих генетический тип, минеральные ассоциации, ведущий металл и масштаб месторождений. Генетический тип, как это предлагают многие авторы, целесообразно выражать формой значка, ведущий металл — цветом, минеральные ассоциации (формации) — дополнительным усложнением основной формы значка, масштаб месторождений — размером значка, морфологию рудных тел — дополнительными обозначениями внутри основного значка. Для платформ и щитов целесообразно выделять месторождения и рудопроявления: *метаморфизованные* (доломиты, железистые роговики, графиты), *метаморфические* (гематито-магнетитовые, медноколчеданные, апатито-циркониевые руды), *магматические*, *пегматитовые*, *гидротермальные* (свинцово-цинковые, кварце-

во-сульфидные жилы в метаморфических породах), *месторождения коры выветривания и осадочные*.

Кроме известных месторождений, с той же детальностью на карту наносятся все известные рудопроявления, встреченные скважинами, горными выработками или обнаруженные в естественных обнажениях. Сюда отнесены жилы и прожилки полиметаллов, сульфидов меди и железа, вкрапленные сульфиды, точки проявлений циркона, рутила, магнетита, ильменита и др., участки богатых железных руд, непромышленные по размерам, и рудопроявления многих других металлов. Эти рудопроявления наносятся принятыми обозначениями для соответствующих генетических типов месторождений.

В качестве фактических материалов служат также и геохимические (металлометрические) данные, основанные на использовании большого числа полуколичественных и количественных спектральных определений и химических анализов. Из таблиц определений или анализов выделяются только те металлы, содержание которых в несколько раз превышало фоновые. За фоновые содержания редких и рассеянных элементов по типу породы или свите пород принимаются среднеарифметические содержания без учета ураганных содержаний по большому (более 30) числу проб. При этом металлы, содержащиеся в количестве выше промышленного минимума, относятся к разряду *рудной минерализации или металлоносности*, металлы, содержащиеся в количестве выше фонового, но ниже промышленного минимума, относятся к разряду *обогащенной минерализации или металлоносности*. Затем на карту в соответствующих условных знаках наносятся точки рудной и обогащенной минерализации по их генетической принадлежности и с учетом размещения в зонах смятия, жилах, коре выветривания или определенных пластах пород.

На карту фактических материалов наносятся также косвенные данные, а именно: контуры (в условных обозначениях) зон вторичного изменения пород вследствие щелочного, кальциево-углекислого и кремнистого метасоматоза, границы глубинных зон окисления, связанных с древней корой выветривания, а также результаты изучения метаморфизма и рудогенеза: а) распространение пород различных ступеней метаморфизма (породы ступени метаморфических сланцев, узловатых сланцев, роговиков и микрогнейсов, гнейсов, скарнов, пироксеновых гнейсов и пироксеновых кварцитов, мигматитов железисто-кремнистой формации и др.), б) рудоконтролирующие структуры и свиты.

Полученный материал в виде карты фактов с рудной и метасоматической нагрузкой и дополнительных данных о масштабах процессов минералообразования подвергается металлогеническому анализу с учетом знания всей истории геологического развития подвижной зоны, с учетом известных и выявленных закономерностей размещения генетических типов месторождений и рудопроявлений. Металлогенический анализ состоит в том, что для данной территории устанавливаются специфические закономерности распределения месторождений и рудопроявлений во времени и в пространстве в соответствии с общим ходом истории геологического развития региона. При этом выявляется генетическая связь различных месторождений с фациями первичных осадков, тектоническими структурами, метаморфизмом, гранитизацией и интрузиями (гидротермальными процессами).

Для каждого типа месторождений выделяются решающие факторы, определившие условия образования и места размещения их, и второстепенные факторы, которые лишь в какой-то степени влияли на формирование минеральных ассоциаций или на условия их залегания.

Так, для железных руд Криворожского бассейна главным фактором является развитие железисто-кремнистых пород, которые образовались в осадочном процессе, а вследствие динамотермального метаморфизма превращены в кварцево-магнетитовые роговики и джеспилиты. Богатые мартитовые руды образовались среди железистых роговиков в период метаморфизма (магнетитовые руды), а также за счет последующего изменения последних и обогащения роговиков в условиях древней коры выветривания. Кроме выявления факторов рудообразования, определяются структурно-литологические закономерности размещения всех известных в районе минеральных ассоциаций, а также рубежи их возникновения на фоне истории геологического развития региона.

Проведенный металлогенический анализ дает возможность составить объединенную схему геологического развития и металлогении рассматриваемого района, которую нужно изобразить в табличной и графической форме. В табличной схеме желательно показать:

а) Историю геологического развития складчатой области в виде геосинклинального и платформенного периодов. Геосинклинальный период, в свою очередь, может быть подразделен на начальный, средний и поздний этапы развития. При этом желательно выделить специфические внутргеосинклинальные зоны — краевые прогибы, рвы, внутренние зоны (интрагеоантиклинали и интрагеосинклинали по В. В. Белоусову), периферические части и другие подразделения, для которых комплекс осадков и особенно металлов может быть различен.

б) Характер тектонических движений и образование осадочных и вулканогенных формаций, а также магматизм начального и раннего этапов (собственно геосинклиналь) развития всех выделенных зон.

в) Развитие метаморфизма и гранитизации, сопровождающиеся преобразованием осадков в метаморфические породы и возникновением рудных комплексов, характерное для среднего этапа развития (мобильный складчатый пояс).

г) Возникновение и развитие разломных структур, интрузий гранитоидов и основных пород, а также рудных комплексов собственно гидротермального генезиса в поздние этапы развития (слабомобильный складчатый пояс).

д) Образование месторождений коры выветривания, россыпных и осадочных в платформенный период развития.

В схемах — таблице или графике — должны быть уже выделены основные рудные пояса и зоны, а также пояса и зоны с повышенной металлоносностью или минерализацией. В качестве примера таблицы приведем схему геологического развития и металлогении Криворожско-Кременчугской подвижной зоны (см. табл. 1), составленную группой сотрудников Института геологических наук АН УССР при металлогеническом анализе этой зоны. Примеры графического изображения эволюции геосинклиналей, их магматизма и металлогении предложены в работе В. И. Смирнова (1962), а в применении к Украинскому щиту — в разделе «Главнейшие черты геологического развития и металлогении».

СОСТАВЛЕНИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

Собственно металлогеническая карта составляется на карте фактов и в сущности сводится к изображению металлогенического районирования путем оконтуривания металлогенических зон, рудных поясов и зон, а также поясов и зон рудной минерализации.

Выделенные металлогенические подразделения наносятся на карту в условных обозначениях, отражающих генетический тип главных месторождений и историко-геологические этапы или стадии развития структур, с которыми они связаны.

Рудные пояса и зоны в тех местах, где нет промышленных месторождений, показываются так же, как пояса и зоны минерализации. Это имеет большое значение для составления прогнозных карт и определения направления поисковых и разведочных работ. Иначе говоря, на карте графически выражается металлогеническое районирование, представляющее собой главное содержание металлогенической карты.

Прогнозные карты составляются на основе металлогенической карты с осмысливанием всего фактического материала (в том числе состояния разведанности территории) и результатов специальных исследований, проведенных в связи с составлением металлогенической карты.

Воспользовавшись установленными закономерностями размещения тех или иных месторождений, а также фактическими данными о наличии рудопроявлений, складчатых зон, разломов, зон специфического изменения пород, во многих случаях можно с различной степенью уверенности выделить перспективные участки для постановки поисковых работ. Однако надежное определение таких участков прогноза, особенно для скрытых (слепых) рудных тел и месторождений может быть успешным только при правильном понимании естественно-исторических особенностей их формирования, что отражено в поисковых критериях. Поэтому для уверенного выделения прогнозных участков необходимо опираться на наличие в данном районе установленных для этого типа рудных комплексов поисковых критериев и индикаторов слепых рудных залежей и месторождений. Главнейшими из них для месторождений, распространенных на щитах, можно назвать следующие: *литологические, минерально-петрографические, структурно-тектонические, геохимические, геофизические, литолого-фациальные и палеогеографические.*

Каждый из этих критериев имеет неодинаковое значение для различных генетических типов месторождений. Остановимся несколько более подробно на этом вопросе.

Для метаморфогенных месторождений первостепенное значение имеют литологические, минералого-петрографические, структурно-тектонические, геофизические и геохимические критерии.

Литологические критерии представляют собой благоприятные для концентраций руд горизонты. Такими горизонтами в Украинском щите, например, являются: железистые горизонты криворожской серии, обычно несущие необыкновенно богатые и мощные залежи железных руд; конгломераты и песчаники той же серии, которые в аналогичных сериях на других щитах часто включают месторождения меди, золота и некоторых редких металлов; эффузивы (основные и ультраосновные) с проявлениями меди, никеля, кобальта, и многие другие. На площадь распространения этих горизонтов (полей) за пределами разведанных участков должен быть распространен прогноз, так как литологические критерии дают большую уверенность встретить на ней новые рудные месторождения.

Минералого-петрографические критерии определяются развитием таких характерных минералов, как эгирин, рибекит, альбит, обильным распространением мартита, дисперсного гематита, а также таких пород, как эгириниты, амфиболовые сланцы, гетито-гематитовые сланцы и роговики. Все эти породы являются ореолами изменения пород вблизи

железорудных месторождений как метаморфического, так и метасоматического типа.

К структурно-тектоническим критериям относятся замыкание крупных синклиналей и поперечные складчатые структуры в виде пологих перегибов или крупных флексур. В этих структурах обычно локализируются железорудные залежи.

Геофизическими критериями являются резкие повышения интенсивности магнитного поля на отдельных участках магнитных аномалий, характерные (но не всегда совпадающие) для магнетитовых месторождений, и минимумы магнитного поля при высоких аномалиях силы тяжести по простиранию железистых пород, характерные для глубокого окисления железистых роговиков до мартито-гематитовых руд.

Для гидротермальных месторождений, встречаемых в породах кристаллического фундамента, первостепенное значение имеют структурно-тектонические и геохимические критерии и меньшее — магматические. *Структурно-тектонические критерии* определяются четкой приуроченностью гидротермальной минерализации, встречаемой среди метаморфических пород, мигматитов и гранитоидов, к зонам смятия, сбросам или расслоенным трещиноватым участкам. Геохимические критерии связаны с содержанием большего или меньшего количества сульфидов Cu, Pb, Zn и других металлов в кварцево-карбонатных, кварцевых, магнетито-кварцево-полевошпатовых прожилковых образованиях. Зоны таких жил обычно хорошо выдержаны и иногда протягиваются на несколько десятков километров. Для некоторых месторождений устанавливается широкий геохимический ореол Cu, Pb, Zn, Ag, Mo, достигающий 60—70 м даже от небольших сульфидных жил. Кроме того, рудные зоны часто сопровождаются и значительным изменением вмещающих пород в виде серицитизации, окварцевания, карбонатизации и эпидотизации. Встреченные единичными скважинами, такие минерализованные зоны дают основание относить их в разряд участков, для которых прогноз благоприятен.

Магматические критерии выражены определенной взаимосвязью комплексов рудной минерализации с различными магматическими интрузиями. Так, для щелочных массивов характерны цирконовая, пироклоровая и другие редкометалльные минерализации, тогда как с другими интрузивными комплексами связаны оловянно-вольфрамовая или полиметаллическая минерализация.

Для осадочных месторождений чехла наибольшее значение имеют литолого-фациальные и палеогеографические критерии. Последние дают возможность определить, с какими формами палеорельефа связано образование россыпных и осадочных месторождений — палеодолины, прибрежноморские равнины и другие. Это позволяет, в свою очередь, судить об источниках сноса, возможных масштабах месторождений и надежности прогнозируемых участков.

Литолого-фациальные критерии состоят, например, в том, что россыпные месторождения (рутила, циркона, ильменита, ортита и др.) приурочены к песчано-глинистым и грубообломочным прибрежным и русловым отложениям, железорудные приурочены к прибрежно-морским песчано-глинистым отложениям, а марганцевые — к песчано-глинистым отложениям.

Прогноз месторождений и рудопроявлений состоит в том, чтобы на основе анализа металлогенической карты с творческим учетом суммы указанных поисковых критериев выделить участки, перспективные для обнаружения определенных месторождений. По сочетанию благоприятных признаков, определяющих степень надежности нахождения

нового месторождения с учетом предполагаемых его размеров, перспективные участки можно разделить на несколько категорий. Так, если единичными скважинами прослеживается мощная свита железисто-сланцевых пород (роговиков и джеспилитов) и выявлена их сложно-складчатая структура при наличии благоприятных минералого-петрографических признаков и максимумах магнитного и гравитационного полей, то эти данные дают основание прогнозировать на этих участках крупные (с запасами в сотни млн. тонн) железорудные месторождения. Если же железистые породы хотя и имеют большое протяжение, но маломощны (10—20 м) и к тому же залегают среди эффузивов, то такие участки не сулят значительных железорудных месторождений.

Таким образом, целесообразно, а для практических работ необходимо, выделять по степени перспективности или обоснованности или прогноза участки первой, второй и третьей очереди.

К участкам *первой очереди* должны относиться чаще всего районы или участки, примыкающие к промышленным месторождениям, перспективные в отношении встречи новых крупных рудных тел или месторождений, что обосновывается теоретическими предпосылками, а наличие рудной и обогащенной минерализации подтверждено фактическими данными.

К участкам *второй очереди* следует относить такие участки, на которых по всей сумме характерных признаков и условиям геологического развития могут быть месторождения, однако в связи с недостаточной разведанностью нет непосредственного подтверждения наличия рудопоявлений или характерной сопутствующей минерализации.

К участкам *третьей очереди* рекомендуется относить такие, на которых имеется возможность ожидать наличие рудных месторождений определенного типа по небольшому количеству или одному из признаков. Например, такие участки могут быть выделены по наличию определенных интрузий, которые являются рудоносными в других районах, или по развитию литологически благоприятного горизонта, но при отсутствии данных по всем другим важным признакам и критериям.

В соответствии с категорией участков могут рекомендоваться те или иные комплексы поисковых работ. Так, на участках первой очереди могут быть поставлены поисково-разведочные работы, отвечающие масштабу карты, без проведения каких-либо предварительных исследований. Участки второй очереди должны подвергаться контрольному бурению с целью установления предполагаемой рудной минерализации и перевода их в разряд участков первой очереди. На участках третьей очереди необходимо поставить детальное геологическое картирование с целью их разбраковки и выделения полей первой и второй очереди.

Прогнозная карта составляется на кальке, накладываемой на металлогеническую. На прогнозной карте должны быть показаны только контуры перспективных участков различной достоверности и возможные размеры месторождений, ожидаемые на этих участках. Прогнозная карта самостоятельного значения не имеет и является частью металлогенической карты.

Учитывая огромное значение металлогенических и прогнозных карт для направления поисковых работ, необходимо проявить всесторонний творческий подход к их составлению, исходя из конкретных условий истории геологического развития и металлогении изучаемого района.

Приведенные выше некоторые методические рекомендации являются все же довольно общими, и к ним нельзя относиться как к готовым рецептам для составления карт на любом участке платформ.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ РЕГИОНОВ УКРАИНЫ

УКРАИНСКИЙ ЩИТ

ГЛАВНЕЙШИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Металлогенический анализ Украинского щита невозможен без четкого представления истории его формирования. Однако существующие представления, несмотря на отдельные положительные моменты, имеют ряд принципиальных недостатков, не позволяющих приблизиться к правильному пониманию закономерностей размещения полезных ископаемых на территории щита. В нашей работе (Белевцев, Прусс, 1962) рассмотрены как эти недостатки, так и новые принципы подхода к выделению основных этапов геологического развития Украинского щита. Вкратце эти принципы сводятся к выделению и анализу распространения геосинклинальных формаций (особенно в связи с глубинными разломами) путем «снятия» метаморфизма и гранитизации с существующих ныне гнейсо-мigmatитовых толщ, содержащих большие или мелкие останцы метаморфических пород. Взаимоотношения формаций определяются на основе структурных признаков, а также геохронологических данных, причем последние рассматриваются как даты определенных процессов пороодо- или минералообразования (перекристаллизация биотита и т. п.). Фации метаморфизма и ультраметаморфизма считаются независимыми от стратиграфических единиц. Главная роль в преобразовании геосинклинальных формаций докембрия придается не магматической деятельности, а ультраметаморфизму и гранитизации, имевших в этот период исключительное развитие благодаря резко повышенному значению геотермического градиента.

Пересмотр геологических и геофизических материалов на основе новых принципов позволил подразделить докембрий на четыре этапа (эры) по 1000—500 млн. лет или четыре тектоно-гранитизационных цикла, причем время седиментации (прогибания) последующего цикла, зачастую совпадает с метаморфизмом и гранитизацией предыдущего, как это изображено на рис. 2. Намеченные четыре этапа: раннеархейский, позднеархейский, раннепротерозойский и поздне(средне)протерозойский — различаются областями накопления осадков, планами складчатости, полнотой геосинклинального развития и характером гранитизации. Первые три цикла отнесены к геосинклинальному, а позднепротерозойский — к платформенному типам.

Раннеархейский цикл, по-видимому, имел геосинклинальное развитие, достигшее только средних этапов. Складчатость преимущественно северо-восточного направления, и гранитизация не выше калий-натриевой стадии завершилась в период 3500—2500 млн. лет. В результате были сформированы срединные массивы (Днепровско-Дзержинско-

Запорожский и, вероятно, — Волынский и Гомельский), вокруг которых формировались более поздние образования.

Позднеархейский цикл включает образования большей части Украинского щита, относящиеся к ранним этапам геосинклинального развития (терригенные и вулканогенные формации ингуло-подольской се-

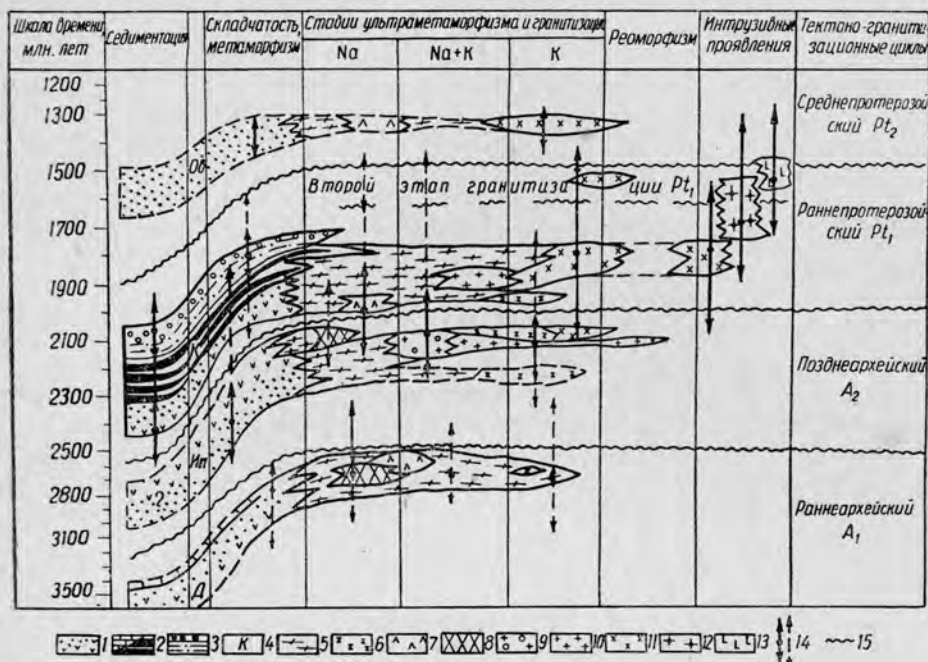


Рис. 2. Схема развития докембрия Украинского щита во времени:

Геосинклинальные формации: 1 — начальных этапов (вулканогенные и терригенные), 2 — ранних этапов (железистые и карбонатные), 3 — средних и поздних этапов (терригенные и молассовые).
Осадочно-метаморфические серии: Ов — овручская, К — криворожско-тетерево-бугская, Ип — ингуло-подольская, Д — днепровская.
Ультраметаморфические образования: 5 — мигматиты; 6 — чарнокиты, 7 — гранодиориты, диориты и собиты.
Гранитационные образования: 8 — плагиограниты; 9 — гранатовые (чудново-бердичевские) граниты, 10 — микроклин-плагиоклазовые (кировоградско-житомирские) граниты; 11 — микроклиновые (красные) граниты.
Интрузивные образования: 11 — микроклиновые (токовские и др.) граниты, 12 — коростенский комплекс, 13 — щелочной комплекс, 14 — интервалы имеющих определений абсолютного возраста (сплошные линии по свинцово-изотопному методу; пунктирные — по калий-аргоновому методу; точки — среднее значение), 15 — границы тектоно-гранитизационных циклов.

рии). Незавершенное развитие было прервано складчатостью северо-западного простирания, куполообразованием и гранитизацией также калий-натриевой стадии. Однако в этом цикле уже проявились реоморфические граниты и собственно микроклиновые (калиевые) жильные граниты. Время окончания цикла принимается 2000 млн. лет.

Раннепротерозойский цикл характеризуется проявлением в сравнительно узких субмеридиональных зонах, примыкающих к глубинным разломам (например, Криворожскому). Образования этого цикла характерны полнотой набора геосинклинальных формаций вплоть до лагунной и молассовой, относящихся к конечным этапам. В пределах щита выделяется три полосы (Брусилон-Володарск-Одесская, Кременчугско-Криворожско-Херсонская, Павлоград-Белозерско-Приазовская), где установлены как сравнительные, выдержанные по мощности и простиранию, так и субплатформенные, обычно сильно гранитизированные

образования этого цикла. Гранитизация этого периода также наиболее развита вплоть до сложных интрузий коростенского и приазовского щелочного комплексов и в ряде случаев проявилась повторно (Уманский и другие районы постгеосинклинальных глубинных разломов). Достаточно определенно устанавливается время начала седиментации нижней терригенной формации этого цикла (2600 млн. лет) и время наиболее поздних гранитизационных и интрузивных проявлений (1500 млн. лет).

Поздне(средне)протерозойский цикл проявился лишь на крайнем северо-западе щита, характеризуется субплатформенным накоплением овручской серии (нижняя терригенная формация), которая в своей западной части складчатая и гранитизирована. Образование пержанских и осницких гранитов происходило в период 1500—1300 млн. лет, что и принимается за время превращения Украинского щита в часть Русской платформы.

Металлогенические эпохи на территории Украинского щита

В полном соответствии с названными циклами геологической истории выделяются и металлогенические эпохи: раннеархейская, позднеархейская, раннепротерозойская и позднепротерозойская. Кроме того, в осадочном чехле выделяется кайнозойская металлогеническая эпоха, отвечающая периоду платформенного развития Украинского щита.

РАННЕАРХЕЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Раннеархейская эпоха характеризуется развитием наиболее древних пород щита (2700—3600 млн. лет), размещенных вдоль Днепра от Днепропетровска до Запорожья.

Развитые здесь породы представлены биотитовыми гнейсами, кварцитами, амфиболитами и реже карбонатными породами. Эти породы очень сильно метаморфизованы и гранитизированы и представлены различными мигматитами, анатектитами и гранитами с останцами метаморфических пород. Общий план складчатых структур — северо-восточный. Анализ первичных вулканогенно-терригенных фаций, их мощностей и взаимного расположения дает основание говорить о геосинклинальных условиях их образования. Однако очень мало можно сказать о конкретных условиях развития или, тем более, о границах этой древнейшей подвижной зоны.

Необычайная гранитизация и сложноскладчатая структура, вероятно, отвечает средней — складчато-метаморфической — стадии развития. Нет данных судить об инверсии (в смысле обращения), а также о развитии заключительных стадий.

В пределах нижнего архея встречены проявления меди, титана, железа, никеля, циркония. Приурочены они к эффузивным породам основного состава и интрузиям гипербазитов. Встречены в виде непромышленных скоплений и ни в одном из известных случаев месторождения не образуют.

Кроме того, в базальных конгломератах нижней свиты криворожской серии найдены кварцевые гальки с жилами галенита и сфалерита, а в цементе песчаников встречены кластогены рудных минералов, таких как пирит, циркон и др.

Все это не дает достаточных данных для оценки металлогении раннеархейской эпохи.

Позднеархейский и раннепротерозойский циклы геологического развития докембрия подразделены в значительной мере условно. Породы разделяются на две серии, а история формирования геосинклиналей на два цикла из таких соображений:

а) в конгломератах нижней свиты криворожской серии обнаружены гальки железистых роговиков, амфиболитов, мигматитов и плагиогранитов, происшедших из подстилающих пород, развитых в Верховцево-Никопольской зоне;

б) полого наклоненные породы криворожской серии в Ингулецком районе подстилаются крутостоящими мигматизированными породами сланцево-метабазитовой свиты Верховцево-Никопольской зоны;

в) различный состав, история формирования и план деформации пород криворожской серии Верховцево-Никопольской зоны.

В общем же все эти породы относятся к одной складчатой зоне и развились из одной полициклической геосинклинали Украинского щита и, вероятно, могут быть все отнесены к протерозою, особенно, если учесть, что Н. М. Страхов (1962) определяет нижнюю границу протерозоя в 3000 млн. лет.

Образования этих циклов характерны тем, что в своем основании имеют вулканогенные формации, главным образом, спилито-кератофировые, сменяющиеся вулканогенно-терригенными во внутренних геосинклинальных зонах. Местами в образованиях обоих циклов, особенно в раннепротерозойском, развиваются более молодые хемогенные осадки джеспилитовой формации. Завершается цикл верхнетерригенной, лагунной и молассовой формациями, известными лишь для нижнего протерозоя. Вулканогенные формации занимают зоны геосинклинальных рвов и глубинных разломов, терригенные — обширные пространства внутренних геосинклинальных областей, а лагунные и молассовые завершают отложения внутренних зон. Все это в общей схеме соответствует закономерностям эволюции, установленной для последокембрийских геосинклиналей, благодаря чему опыт металлогенического анализа последних может быть использован для раскрытия истории развития докембрийской геосинклинали.

В связи с общностью районов проявления обоих циклов (Большой Кривой Рог) мы рассматриваем их как единую докембрийскую геосинклиналь. Ее особенностью в период осадконакопления является образование в некоторых зонах хемогенной джеспилитовой формации, не встреченной в послекембрийских геосинклиналях. Дальнейшее развитие докембрийской геосинклинали в средние и завершающие стадии также имеет свои важные особенности, которые мы охарактеризуем ниже.

Перейдем к рассмотрению докембрийской геосинклинали. При рассмотрении мы особое внимание уделим эволюции развития и внутреннему строению геосинклинальной зоны, так как это имеет непосредственное отношение к пониманию закономерностей образования и размещения полезных ископаемых.

Докембрийская геосинклиналь Украинского щита имеет очень длительную и сложную полициклическую историю. Самые древние породы геосинклинального образования имеют возраст 2500—2700 млн. лет и самые молодые — 1500 млн. лет.

Развитие геосинклиналей во времени более или менее отчетливо делится на два упомянутых цикла: нижний — *позднеархейский* и вер-

Запад

Восток

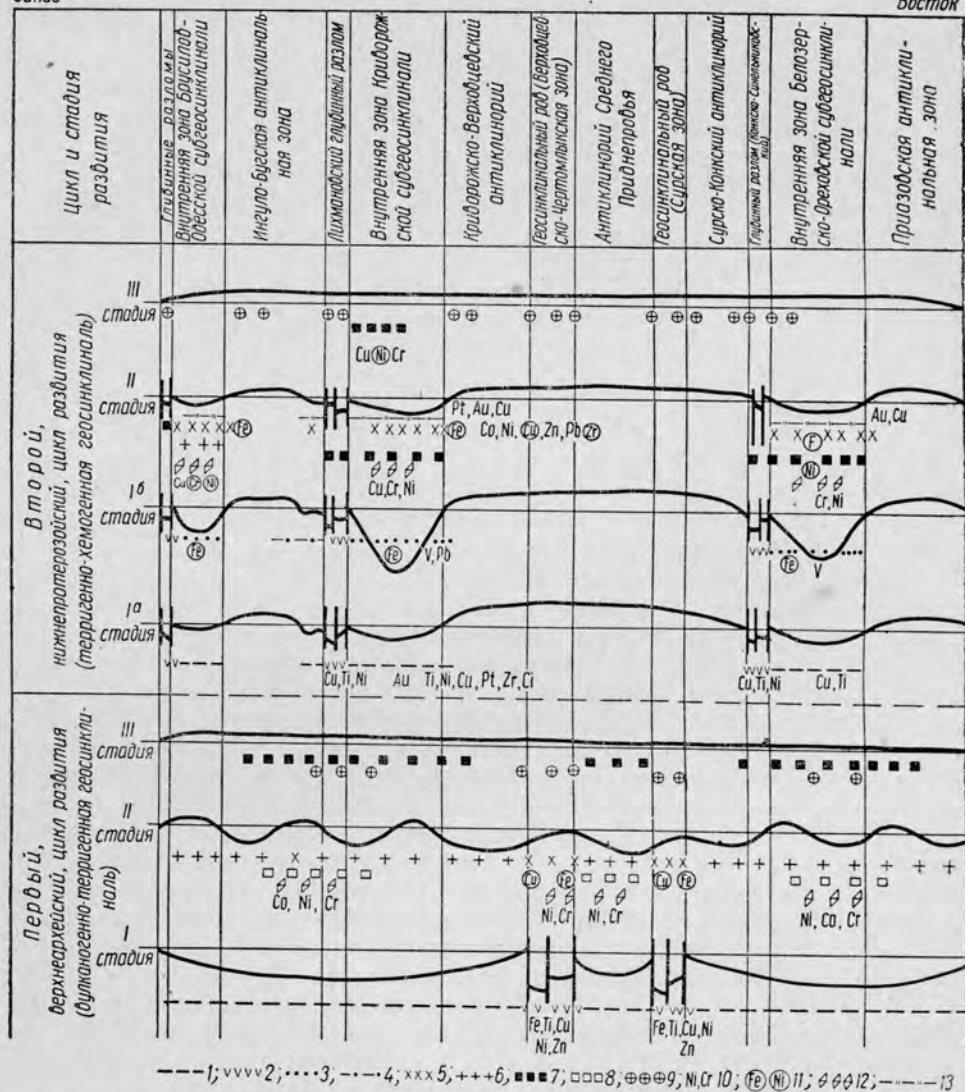


Рис. 3. Схема эволюции докембрийской геосинклинали Украинского щита, ее вулканизм, метаморфизм и металлогения:

1 — зоны накопления осадков терригенных фаций; 2 — зоны накопления вулканогенных пород; 3 — зоны накопления хемогенных осадков; 4 — зоны накопления осадков терригенно-хемогенных фаций; 5 — зоны метаморфизма; 6 — зоны ультраметаморфизма; 7 — зоны развития малых интрузий; 8 — зоны развития метаморфических и реоморфических гранитов; 9 — зоны развития интрузивных гранитов, поднимающихся по разломным структурам; 10 — накопление металлов; 11 — образование месторождений; 12 — ультраосновные интрузии; 13 — терригенно-лагунные и молассовые формации.

ний — раннепротерозойский. Каждый из циклов развития имеет свои важные особенности не только в эволюции во времени, но также и в изменении внутреннего строения геосинклинали. Для наглядности мы построим схему эволюции докембрийской геосинклинали Украинского щита, воспользовавшись методикой, предложенной В. И. Смирновым (1962).

За координату времени принята вертикальная ось, по которой отложены кривые депрессий и поднятий, соответствующих стадиям пер-

вого и второго геологических циклов. За координату пространства принята горизонтальная ось, вдоль которой отображены положения тектонических элементов, выраженные в поперечном сечении геосинклиналей (рис. 3).

По вертикальной оси вся диаграмма разделена на две части, из которых нижняя соответствует первому — позднеархейскому циклу развития и верхняя — второму — раннепротерозойскому.

На каждой из этих частей показаны кривые, соответствующие стадиям развития. По горизонтальной оси с востока на запад выделены антиклинальные зоны, внутренние геосинклинальные зоны, геосинклинальные рвы и глубинные разломы. Эти тектонические элементы возникли, развивались или прекращали свое существование в пределах различных циклов и стадий развития геосинклиналей, как это показано на схеме (рис. 3).

ПЕРВЫЙ — ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЙ (?) ЦИКЛ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Он охватывает все пространство складчатой зоны от Приазовья до западной границы щита, характеризуется накоплением огромных вулканических масс, которые образуют сланцево-кератофировую, спилитовую, офиолитовую и железисто-кремнисто-метабазитовую формации. Накопление этих образований относится к самой ранней стадии прогибания геосинклинали. Пространственно они не занимают всей площади геосинклиналей, а образуются в относительно узких зонах геосинклинальных рвов. Наиболее изученными рвами являются Верховцево-Чартомлыкский и Сурский. В пределах этих узких и вытянутых в северо-западном направлении зон наблюдаются мощные толщи ультра- и метабазитов, свидетельствующих о развитии вулканогенных фаций с подчиненными терригенными и хемогенными. Вероятно, к подобным зонам относится область развития чарнокитов в западной части щита. В остальных частях геосинклинали в эту же первую стадию накапливались терригенные образования с подчиненным количеством вулканогенных. Здесь песчано-глинистые, илисто-глинистые породы спорадически содержат в своем составе спилито-кератофировые породы. Они относятся к внутренним зонам геосинклинали, занимавшим в позднеархейском цикле огромное пространство (рис. 3). Очень редко встречаются пластовые ультраосновные породы, вероятно, интрузивного происхождения. *Эту первую стадию развития мы называем седиментационно-вулканогенной*, что отражает ее главное созидательное значение в геологической истории геосинклинали.

Вторая стадия позднеархейского цикла проявилась в прекращении седиментации, создании складчатых структур, метаморфизме и ультраметаморфизме осадков. Последние преобразованы в зонах метаморфизма в биотитовые гнейсы, амфиболовые гнейсы, кварциты и сланцы, а в зонах ультраметаморфизма превращены в различные по составу и структуре мигматиты (виннициты, чарнокиты, агматиты и др.), анатектиты и метаморфические граниты. Все эти породы позднеархейского цикла развития объединяются в ингуло-подольскую серию.

Метаморфизм и ультраметаморфизм тесно связаны с тектоническими движениями и являются в сущности высшими формами движения вещества пород и осадков, приведшими к перекристаллизации и изменению состава пород вследствие метаморфической дифференциации вещества в широком понимании этого термина.

К этому циклу относятся образования в условиях ультраметаморфизма плагиоклазовых и микроклино-плагиоклазовых гранитов, кото-

рые ранее относились к так называемым саксаганскому, житомирскому и кировоградскому комплексам. Интрузивных тел, связанных с этим периодом развития не встречено. Известные гранитные тела имеют метасоматическое происхождение, либо они связаны с разломными структурами завершающих стадий. Лишь мелкие интрузивные тела ультраосновных пород могут быть с большей уверенностью отнесены ко второй стадии развития. Характерным для второй стадии развития является образование очень сложной линейной, а часто и куполовидной складчатости глубокого заложения общего северо-западного плана. Зарождаются антиклинальные структуры, которые более не вовлекаются в геосинклинальные прогибания и в дальнейшем во втором цикле развития выполняют роль срединных массивов. *Эту вторую стадию позднеархейского цикла мы называем складчато-метаморфической, что отражает ее главное значение.*

Эта стадия не привела к инверсии форм, хотя можно с уверенностью говорить об инверсии режима. Третья стадия в этом цикле проявлена слабо и выражается в ряде разломов и интрузий по ним самого различного состава ультраосновных, основных и кислых.

ПОЗДНЕАРХЕЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Характеризуется следующими особенностями:

1. Накопление железа, титана, никеля, меди и циркония в вулканогенных формациях в пределах геосинклинальных рвов. Они дают медно-никелевые, титановые рудопроявления и значительное скопление бедных железных руд.

2. На больших пространствах внутренних зон геосинклиналей среди терригенных фаций не встречено сколько-нибудь значительных скоплений металлов.

3. Вторая стадия развития характеризуется образованием железорудных, медно-никелевых месторождений метаморфогенного генезиса среди вулканогенных пород в зонах геосинклинальных рвов. К числу таких месторождений относятся: Верховцевское железорудное и медно-никелевое рудопроявления, Красношахтарское медное, Чартомлыкское железорудное и Сурское железорудное. Кроме того, встречены рудопроявления редких металлов, корунда, андалузита и силлиманита.

Поставщиком меди, никеля, циркония и титана для этой эпохи являются вулканические излияния, поступающие из подкоровых глубин. В первоначальном виде металлы находились в рассеянном состоянии и не образовывали промышленных скоплений. Во второй — складчато-метаморфической стадии происходила перекристаллизация вулканогенного субстрата, в связи с чем образовались полевые шпаты, роговые обманки и другие минералы, отвечающие ступени метаморфизма. Такие элементы, как титан и цирконий, в этот период образовали ильменит и циркон и в общем сохранили свое первоначальное рассеянное состояние и в новой породе. Однако медь и никель еще долго сохраняли свое подвижное состояние и затем в остаточных метаморфических растворах образовывали нерастворимые для этих условий соединения в соответствии с энергетическим уровнем образующихся кристаллических решеток.

Обычно это соответствовало периоду, когда основная масса породы была уже перекристаллизована, однако еще продолжала подвергаться механическому перемещению с образованием складчатых структур. Остаточные метаморфические растворы вместе с некоторой частью рудных компонентов проникали в зоны ослабленного давления, где об-

разовывались послойные рудные жилы или вкрапленные рудные тела промышленных месторождений.

4. Собственно гидротермальных месторождений или рудопроявлений, генетически связанных с магматическими интрузиями, для этого цикла не установлено. Встречены рудопроявления кобальт-никелевой и хромовой минерализации в ультраосновных породах.

Таким образом, металлогения позднеархейской эпохи тесно связана с первичным накоплением в осадках и вулканических продуктах черных и цветных металлов и перераспределением их при метаморфизме с образованием железорудных и, вероятно, медно-никелевых месторождений.

ВТОРОЙ — РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ РАЗВИТИЯ

Характерной особенностью второго цикла развития является заложение трех узких геосинклинальных зон субмеридионального простирания. К таким геосинклинальным зонам относятся: Брусиллов-Волгодарск-Одесская, Кременчугско-Криворожско-Херсонская и Павлоградско-Белозерско-Приднепровская. Длина этих зон 300—400 км, ширина 30—50 км. Заложены они непосредственно у глубинных разломов, как это особенно хорошо видно на примере изученной Криворожско-Кременчугской зоны. Эти глубинные разломы зародились с началом второго цикла развития геосинклинальной зоны (рис. 3) и продолжали развиваться в течение почти всего цикла. Они снабжали вулканическим материалом молодые прогибы и транспортировали материал интрузий на завершающих стадиях развития, определяли границу между геосинклинальной и внешней — парагеосинклинальной зоной.

В каждой из этих трех геосинклинальных зон выделяются: подзона глубинного разлома, внутренняя — геосинклинальная подзона и внешняя — парагеосинклинальная подзона. Каждая из этих подзон характеризуется своими особенностями развития и каждая из них имеет свое значение в металлогении цикла. Эти геосинклинальные зоны представляют собой глубоко врезаемые в фундаменте узкие полосы, характеризующиеся полнотой геосинклинальных формаций, образующих сложные синклиналии, которые не сохраняют структурного плана первого цикла. Все это дает основание отнести их к типу субгеосинклиналей, хотя они и обладают своими особенностями развития.

Между геосинклинальными зонами располагались срединные массивы, сложенные образованиями первого — позднеархейского цикла.

Первая — седиментационно-вулканогенная стадия развития во многих местах отчетливо может быть разделена на две:

1. *Начальную — вулканогенно-терригенную* (рис. 3, стадия Ia), которая характеризуется зарождением глубинных разломов и образованием вулканогенной формации (метабазитовой — K_0), нижней терригенной формации (конгломератов — песчано-сланцевой — K_1) и ультраосновных эффузивов (талько-карбонатные породы). Накопление этих образований происходит в зарождающихся внутренних и внешних геосинклинальных зонах, развивающихся вблизи глубинных разломов. Отчетливо эти формации изучены в Криворожско-Кременчугской зоне, и особенно в Криворожском железорудном бассейне. Менее изучены они в Белозерском районе. Плохо изучены в Брусиллов-Одесской зоне.

2. *Раннюю — терригенно-хемогенную стадию* (рис. 3, Ib), характеризующуюся широким накоплением кремнисто-железистых осадков, ритмично чередующихся с илито-глинистыми, которые составили в

дальнейшем известную джеспилитовую формацию (K_2). Образование этих осадков происходило преимущественно во внутренних геосинклинальных зонах и частично во внешних парагеосинклинальных зонах. Джеспилитовая формация представляет собой оригинальное образование, состоящее из пластов-горизонтов джеспилитов и железистых роговиков, ритмично чередующихся с пластами сланцев, преимущественно железисто-силикатного состава. Мощность джеспилитовой формации достигает две тысячи метров. Внутри ее выделяется до восьми пластов железистых роговиков или джеспилитов мощностью от 10—20 до 350—400 м. В большинстве случаев горизонты железистых пород сближены двумя группами или подсвитами в верхней и нижней части железорудной свиты.

Железистые породы — джеспилиты и роговики являются продуктами химической дифференциации вещества в относительно глубоководном бассейне, где совместно выпадали гидроокислы железа и кремнезема из коллоидных растворов. Джеспилитовой формацией заканчивается стадия прогибания геосинклинальной зоны.

Вторая, складчато-метаморфическая, стадия характеризуется инверсией геотектонических условий, образованием сжатых складчатых структур, резкой сменой фаций, образованием верхней терригенной, лагунной и молассовой формаций (конгломераты, песчаники, углисто-графитовые сланцы, доломиты, кварцево-карбонатно-углистые породы, кварциты) мощностью 4—5 тыс. м. Одновременно со складчатостью возникает и развивается метаморфизм пород различных ступеней. Образуются кварциты, гнейсы, кристаллические сланцы, джеспилиты, железистые роговики, метапесчаники и метаконгломераты. Формируются узкие синклинии, врезанные в кристаллические породы первого цикла с необращенными складчатыми формами, такие как Криворожско-Кременчугская, Белозерско-Конкская и Брусилов-Одесская структурно-фациальные зоны. Глубина их заложения определена геофизиками в Криворожском бассейне в 8—9 км, а на Белозерском месторождении около 4 км. Во внешних — парагеосинклинальных зонах образуются пологоскладчатые формы, в которых принимают участие все формации и особенно развиты породы верхнетерригенной и лагунной формаций. Глубинный разлом обнаруживает себя повсеместными интрузиями основных пород, а также образованием параллельных в плане и отходящих от него смещений в разрезе, расчленяющих складчатую структуру на множество продольных блоков.

В некоторых местах развивается ультраметаморфизм и гранитизация, в зоне действия которых образовались мигматиты, анатектиты и метасоматические граниты. В качестве примера метасоматических гранитов можно привести плагиоклазо-микроклиновые граниты, расположенные западнее Криворожского бассейна, содержащие останцы криворожских пород. Ранее эти граниты относились к житомирскому интрузивному комплексу. Интрузии гранитных масс в этих зонах не встречены.

Третья, разломно-интрузивная, стадия в зонах субгеосинклиналей проявилась интрузиями гранитов и щелочных сиенитов, связанными с разложными структурами. К этой стадии развития относятся интрузии Токовские, Боковянские, Верблюжанские, Коростенские, Корсунь-Шевченковские, а также интрузии щелочных пород Приазовья и Павлоградского района. Все эти породы по разным определениям имеют возраст 1500—1700 млн. лет и относятся к завершающей стадии раннепротерозойского геосинклинального цикла.

К этой стадии относятся поперечные разломные структуры, расчленившие складчатую зону на множество различных блоков. Осо-

бенно ярко такая блоковая структура проявилась в Северном и Южном районах Криворожского бассейна. По этим разрывным структурам иногда развиваются малые интрузии основного и ультраосновного состава.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Эта эпоха тесно связана и непосредственно определяется характером стадийного развития, а также внутренним строением геосинклинальных зон (рис. 3). Все стадии развития привели к накоплению и концентрации различных металлов.

а) Начальная, или вулканогенно-терригенная, стадия характеризуется накоплением в вулканических породах (K_0) меди, титана, никеля, а в терригенных (K_1) — золота, никеля, титана, меди, платины, кобальта, циркония и хрома. Повышенные содержания этих металлов не приводят к образованию промышленных концентраций, однако они создают такие условия для последующих стадий развития.

б) Ранняя, терригенно-хемогенная, стадия характеризуется накоплением огромных масс железа в джеспилитовой формации и в нижней части верхней свиты криворожской серии. Накопление железа в эту стадию в виде гидроокислов и окислов заложило основу подавляющего большинства железорудных месторождений Украинского щита. Накопление колоссальных масс железа в эту стадию происходило в Криворожско-Кременчугской, Брусиллов-Одесской и в Белоцерско-Павлоградской зонах. Железо определило образование железистых силикатов и окислов железа, а это, в свою очередь, привело к накоплению в последующих стадиях богатых железом руд.

Вместе с железом накапливался ванадий, который затем вошел в состав железистых силикатов. Среди осадков, состоящих из железистых силикатов и обломочного материала, в заметном количестве накапливался титан, кобальт, хром, медь и цирконий.

в) Средняя, складчато-метаморфическая, стадия характеризуется накоплением в верхней — терригенной, лагунной и молассовой формациях платины, золота, меди преимущественно среди песчано-конгломератовых пород, концентрацией железа, меди, циркония и накоплением в ультраосновных интрузиях хрома, никеля, меди.

Главным рудообразующим процессом этой стадии был динамотермальный метаморфизм, в котором движущими силами явилась температура, метаморфические растворы, пластическая и хрупкая деформации горных пород. Метаморфизм привел к частичной или полной перекристаллизации терригенных осадков, полной раскристаллизации хемогенных образований. В различных тектонофизических условиях возникли породы разных ступеней метаморфизма: микросланцы, роговики, кристаллические сланцы, кварциты, гнейсы. При этом широко проявилась метаморфическая дифференциация первичного вещества. Такие элементы, как железо, цирконий не могли быть полностью использованы при пороодообразовании, и они составили самостоятельные скопления — месторождения в благоприятных структурно-тектонических условиях.

Железорудные месторождения сосредоточены в средней свите криворожской серии, где они представлены: пластами бедных руд (джеспилитов и железистых роговиков), пластообразными залежами богатых руд осадочно-метаморфического генезиса и рудными столбами богатых руд метаморфического происхождения.

Такого происхождения железорудные месторождения распространены во всех трех структурно-фациальных зонах, и они составляют неограниченное богатство Украинского щита.

Циркониевые рудопроявления встречаются среди амфиболо-полевошпато-эгириновых пород Анновского района. Минеральный состав руд: апатит и циркон, которые вкраплены в сланцы, сильно измененные щелочно-железистым метасоматозом.

Кроме того, остаются еще слабо изученными и неограниченными многочисленными проявления никеля в тальковых сланцах; платины, золота и меди в нижней и верхней терригенных свитах.

г) Поздняя, разрывно-интрузивная, стадия характеризуется рудопроявлениями меди, хрома и никеля в малых интрузиях ультраосновных пород (Девладово — 6. Приворотная и др.). Кроме того, изредка встречаются свинцово-цинковые жилы и прожилки, выполнившие поперечные трещины в породах криворожской серии. Они предположительно могут быть отнесены к собственно гидротермальным образованиям, генетически связанным с одной из интрузий гранитов завершающей стадии развития.

После проведенного рассмотрения истории развития докембрийской геосинклинали, ее вулканизма, метаморфизма и металлогении сделаем некоторые сравнения циклов развития и попытаемся вывести некоторые закономерности в образовании рудных месторождений Украины.

В качестве замечания укажем, что материалы, положенные в создание представлений об истории развития и металлогении рассматриваемой геосинклинали неравномерны. Если Криворожско-Кременчугская зона изучена очень хорошо, то Белозерско-Павлоградская значительно хуже, тогда как Брусилов-Одесская изучена весьма схематически. Поэтому проведенный нами анализ развития и закономерности, которые будут изложены ниже для Брусилов-Одесской зоны и некоторых частей Белозерско-Павлоградской зоны, надо рассматривать как предварительные.

Сравнительная характеристика особенностей металлогении различных циклов докембрийской геосинклинали Украинского щита приведена в табл. 2, построенной по схеме В. И. Смирнова (1962).

Стадии развития по общему содержанию хотя и сходны, однако не дают абсолютного сходства. В верхнеархейском первом цикле первая стадия отчетливо выразилась в накоплении вулканогенных образований в геосинклинальных рвах (Верховцевский, Сурский и Бугский) и широком развитии терригенных формаций по всему щиту. В раннепротерозойском — втором цикле вулканическая деятельность перемещается в зоны глубинных разломов, а терригенно-хемогенное осадконакопление идет в узких субмеридиональных зонах. Если в раннем цикле хемогенные осадки и, в частности, джеспилитовая формация развита слабо, то в позднем цикле она развилась максимально.

Средняя, складчато-метаморфическая, стадия в раннем цикле выразилась в необычайно интенсивном метаморфизме и ультраметаморфизме с образованием широких полей гнейсов, мигматитов и анатектитов и лишь в узких зонах — мощных эффузивов; в некоторых других местах породы пережили только динамотермальный метаморфизм. В зонах развития позднего цикла преобладал метаморфизм пород с подчиненным развитием ультраметаморфизма.

Развитие важнейших элементов складчатых областей также имеет свои особенности для разных циклов развития. Геосинклинальные рвы характерны для раннего цикла и отсутствуют в позднем.

Таблица 2

Характерные особенности металлогении различных циклов докембрийской геосинклинали Украинского щита

	Циклы геосинклинали	
	Верхнеархейский—вулканогенно-терригенная геосинклиналь	Нижнепротерозойский—терригенно-хемогенная геосинклиналь
Стадии развития		
Ранняя стадия	Весьма отчетливая, но дальнейшему разделению не поддается	Весьма отчетливая и разделяется на начальную и раннюю
Средняя стадия	Отчетливая	Отчетливая
Поздняя стадия	Неотчетливая	Весьма отчетливая
Степень развития важнейших тектонических элементов		
Геосинклинальные рвы	Весьма развиты	Нет
Внутренняя зона	Не отчетлива	Достаточно определенная
Периферические зоны	Неизвестны	Весьма отчетливы
Пограничные глубинные разломы	Неизвестны	Часто отчетливо выражены
Условия превращения геосинклиналей в складчатую область		
Инверсия средних стадий развития	Не устанавливается	Без инверсии
Магматические процессы		
Ранние стадии		
Вулканогенные породы	Весьма развиты	Менее развиты
Гипербазиты	Развиты	Слабо развиты
Средние стадии		
Гранитные интрузии	Достоверно неизвестны	Неизвестны
Метасоматические и реоформические граниты	Широко развиты	Нет
Ультраосновные и основные интрузии	Встречаются редко	Встречаются весьма редко
Поздние стадии		
Гранитные интрузии	Известны	Развиты
Малые интрузии разного состава	Развиты	Слабо развиты
Метаморфизм и ультраметаморфизм		
Средние стадии		
Метаморфизм	Развит очень широко динамотермальный метаморфизм в синклинальных зонах	Развит широко динамотермальный-региональный метаморфизм различных ступеней
Ультраметаморфизм	Развит широко, преимущественно в антиклинальных зонах с образованием гнейсов, мигматитов, метасоматических и реоформических гранитов и различных малых интрузий	Развит слабо, лишь в крайних частях или вблизи глубинных разломов
Особенности строения земной коры		
Мощность сиалической оболочки	Очень малая	Значительная

	Циклы геосинклинали	
	Верхнеархейский—вулканогенно-терригенная геосинклираль	Нижнепротерозойский—терригенно-хемогенная геосинклираль

Генетические типы месторождений

Ранняя стадия		
Осадочно-метаморфические железорудные	Встречаются	Развиты
магматические хромитовые	Встречаются	Нет
Вулканогенно-метаморфические—медно-никелевые	Встречены	Встречены
Средняя стадия		
Метаморфические железорудные	Известны признаки	Широко развиты
Ультраметаморфические		
а) титано-магнетитовые	Встречены признаки	Встречаются
Поздняя стадия		
Гидротермальные	Рудопроявления	Рудопроявления

Закономерности размещения месторождений

Региональная зональность	Отчетливая, обусловлена развитием двух зон: 1) вулканогенных с колчеданным рудопроявлением меди, никеля, кобальта; 2) вулканогенно-железисто-кремнистых с месторождениями железа	Отчетливая зональность выражена прерывисто-поясовым размещением: 1) месторождений железа; 2) рудопроявлений Cu, Au в конгломератах; 3) рудопроявлений сульфидов меди, никеля, кобальта в верхней свите криворожской серии
Пометальный состав руд		
Типоморфные металлы	Медь, железо, титан	Железо
Геохимический тип провинции	Медно-железная	Железная

Внутренние геосинклинальные зоны в раннем цикле обширные, в позднем — узкие ладьеобразные, прижатые к глубинным разломам. Вообще отчетливо заметна тенденция сужения зон от раннего к позднему циклу. В конце раннего цикла формируются внутренние антиклинальные зоны, которые затем (в протерозое) превращаются в срединные массивы (рис. 3).

Магматические процессы очень характерны для раннего цикла и меньше — для позднего. Огромные толщи вулканогенных образований накопились в зонах геосинклинальных рвов. К ним же приурочены и ультраосновные интрузии. В позднем цикле вулканизм развит в самых начальных стадиях. Магматизм представлен интрузиями поздних, завершающих, стадий развития.

Особенности металлогении докембрийской геосинклинали состоят в следующем:

1. Накопление металлов и образование промышленных месторождений связано с вулканогенными, седиментационными процессами, а также с динамотермальным метаморфизмом и ультраметаморфизмом. При этом в начальные стадии происходит накопление металлов в осадочно-вулканогенных образованиях, а в средние стадии во многих случаях осуществляется концентрация и образование метамор-

фических и постгранитизационных месторождений. Известны также собственно магматические месторождения и рудопроявления хромитов, никеля, меди и редких металлов, расположенные в ультраосновных и щелочных интрузивах первых и последних стадий развития. Рудообразование поздних стадий, связанное с гранитными интрузиями, не играет никакой существенной роли и представлено единичными рудопроявлениями.

Наибольшее металлогеническое значение имеют циклы развития с полным набором осадочно-вулканогенных формаций и развитым метаморфизмом различных ступеней, каким является раннепротерозойский цикл.

2. Из всех тектонических элементов геосинклинальной зоны наибольшее металлогеническое значение имеют внутренние геосинклинальные зоны, представленные большими мощностями терригенных и хемогенных осадков. Меньшее, но значительное место в металлогении занимают зоны геосинклинальных рвов. Наибольшие концентрации металлов с образованием месторождений железа, меди и циркония наблюдаются в зонах средних и высоких ступеней метаморфизма. Ультраметаморфизм и гранитизация осадочных и вулканогенных пород приводят к тотальному выносу металлов (Fe, Co, Ni, Cu, Zr и др.), к скоплению рудных компонентов только во внешних зонах складчато-трещинных метаморфических пород.

3. Из интрузивных пород металлоносными являются щелочные и ультраосновные породы, несущие месторождения хрома, никеля, меди, платины и редких металлов. Гранитные интрузии, известные в пределах кристаллического массива, не сопровождаются образованием значительных рудных месторождений. Известны пегматитовые жилы и гидротермальные жилы с галенитом, флюоритом и др., которые генетически связываются с различными гранитными интрузиями. Интрузии щелочных пород несут цирконо-пироксеновую минерализацию.

4. Выделяются следующие генетические типы месторождений и рудопроявлений в пределах докембрийской складчатой зоны: *Магматогенные*: а) собственно магматические (Cr, Cu, Ni, Ti), связанные с ультраосновными интрузиями; б) пегматитовые; в) гидротермальные (Pb, Zn, флюорит и др.). *Метаморфогенные*: 1) метаморфизованные: а) осадочно-метаморфические (Fe, Cu, Au); б) вулканогенно-метаморфические (Cu, Ni, Co); 2) метаморфические (Fe, Zr), 3) ультраметаморфические, или гранитизационные; а) пегматитовые; б) гидротермальные (Cu, Pb, Mo); в) скарновые (Ti, Fe).

Наибольшее промышленное значение имеют метаморфогенные месторождения железа как осадочно-метаморфические, так и собственно метаморфические.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

К верхнепротерозойским образованиям в Украинском кристаллическом щите относится овручская серия, представленная конгломератами, кварцитами, пироксилитовыми сланцами и пластовыми интрузиями кислого состава. Породы овручской серии залегают в виде очень пологой складки с субширотным простиранием. К этим породам тесно примыкают пержанские и осницкие граниты, активно взаимодействующие с породами овручской серии. Некоторые авторы рассматривают пержанские и осницкие граниты как продукты гранитизации Сушано-Пержанской зоны.

Металлогения верхнепротерозойских образований бедна. Можно

указать лишь на вольфрамо-оловянную и ниобиевую акцессорную минерализацию.

К позднепротерозойской эпохе, вероятно, следует относить и многие другие платформенные образования. Однако платформенное развитие Украинского щита было не только в позднем протерозое, но и в палеозое, мезозое и кайнозое. С этим огромным периодом связано образование многих групп полезных ископаемых, и разделить их во времени невозможно.

Известны жилы гипергенного образования, встреченные в глубинных зонах окисления в Криворожском бассейне, возрастом 850—920 млн. лет (определен урано-свинцовым методом). Пыльца и споры визейского и нижнетретичного возраста встречены на глубине 300—400 м, вмывые в пористые окисленные породы и руды джеспилитовой формации, вероятно, в период формирования глубинных зон окисления.

Этот огромный период от середины протерозоя до кайнозоя ознаменовался образованием мощной коры выветривания и глубинных зон окисления в складчатых поясах нижнего протерозоя, достигающих глубины более двух тысяч метров.

В кайнозое значительная часть этой коры выветривания была смыта, образовались крупнейшие россыпные и осадочные месторождения, а также новая — кайнозойская кора. Произошло оформление ранее образованных кор выветривания и многих месторождений.

КАЙНОЗОЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

К этой металлогенической эпохе относятся многочисленные рудные месторождения, образовавшиеся в корах выветривания докембрийских пород, а также в кайнозойском осадочном чехле, покрывающем кристаллический фундамент Украинского щита.

Образование коры выветривания и глубинных зон окисления связано с большим по времени периодом и завершалось в кайнозое. Более или менее определено, что глубинные зоны окисления, хорошо изученные в Криворожском бассейне, Кременчуге, М. Белозерке и некоторых других местах, образовывались в дочетичное время. Площадная кора выветривания, захватившая на различную глубину все породы кристаллического основания, образовалась в раннетретичное время. Если глубинные зоны окисления отличаются образованием дисперсного и мелкокристаллического гематита за счет разложения железистых карбонатов и силикатов (красная кора), то площадная кора характеризуется образованием гидроокислов железа (бурая кора). Глубинные зоны окисления необычайно широко захватили железистые породы и руды, благодаря чему образовались дисперсно-гематитовые, дисперсно-мартитовые и мартитовые руды за счет преобразования железисто-силикатных пород и метаморфических магнетитовых руд. Такие преобразованные и образованные в глубинных зонах окисления железистые руды широко развиты на большинстве месторождений Криворожского бассейна, в М. Белозерском районе и в Кременчуге.

В площадной коре выветривания образуются: бурожелезняковые железные шляпы и затем валунчатые руды, бокситы при выветривании основных пород, медно-никелевые при выветривании богатых сульфидными основными пород и никелевые при выветривании ультраосновных пород.

Кроме того, образуются многочисленные месторождения нерудных полезных ископаемых: каолины, пористые кварциты, глины и др.

Образование платформенного чехла. Движение земной поверхности в пределах кристаллического фундамента обусловило смену континентальных и морских фаций, что привело к сложному чередованию пород различного литологического состава и сложному распределению в них рудных месторождений.

В конце мела и в начале палеогена преобладал континентальный режим, благоприятствующий формированию бокситовых залежей в коре выветривания богатых алюминием основных пород.

В олигоцене происходило обмеление морского бассейна. В мелководных прибрежных участках формировались крупные залежи окисной и карбонатной марганцевых руд в Никопольском, Большетокмакском и Ингулецком районах.

В конце олигоцена и в первую половину миоцена бассейн постепенно сокращался. В мелководном море, а также в древних речных долинах накапливались толщи белых кварцевых песков (полтавская свита); эти пески на участках широкого развития основных пород обогащались рутилом, ильменитом и цирконом за счет размыва коры выветривания, в которой накапливались россыпи этих минералов.

В позднем миоцене в результате трансгрессии сарматского моря также размывалась металлоносная кора выветривания и россыпи третичного времени. Это привело к образованию в прибрежных морских песках мощных толщ концентратов тяжелых минералов. В мелководном киммерийском море формировались крупные железорудные месторождения Азово-Керченского железорудного бассейна. В плиоценовых и четвертичных речных долинах накапливались мощные аллювиальные осадки, местами, особенно в вершинах долин, содержащие редкие и рассеянные металлы. Этой эпохе обязаны своим образованием крупнейшие железорудные месторождения Азово-Керченского бассейна, мирового значения месторождения марганцевых руд Никопольского и Большетокмакского бассейна, а также прекрасное по технологическим и горнотехническим условиям россыпные месторождения рутила, ильменита и циркона.

Рассмотренные здесь металлогенические эпохи Украинского щита совершенно не однозначны по размерам и ценности месторождений, которые с ними связаны. Из пяти металлогенических эпох наиболее продуктивными являются раннепротерозойская и кайнозойская. В меньшей степени — позднеархейская. С этими эпохами связаны все известные в настоящее время промышленные месторождения Украинского щита и подавляющее большинство всех известных рудопроявлений (рис. 4). По этой причине выделение позднепротерозойской и раннепротерозойской металлогенических эпох сделано условно лишь потому, что породы, относящиеся к этому периоду образования, изучены плохо, и не исключена возможность новых открытий.

Очень интересна сравнительная схема (рис. 4) распространения месторождений и рудопроявлений различных металлов по металлогеническим эпохам.

Необычайно богата месторождениями железа раннепротерозойская металлогеническая эпоха. Сюда относятся крупнейшие месторождения богатых и бедных руд Криворожского бассейна, М. Белозерки и Кременчугского района. К этой же эпохе относятся средние и мелкие месторождения циркония и титана. Геохимический тип этой эпохи мог быть назван железным.

Значительно беднее месторождениями позднеархейская металлогеническая эпоха, которая характеризуется образованием мелких и средних масштабов месторождений железных руд. Несомненно нали-

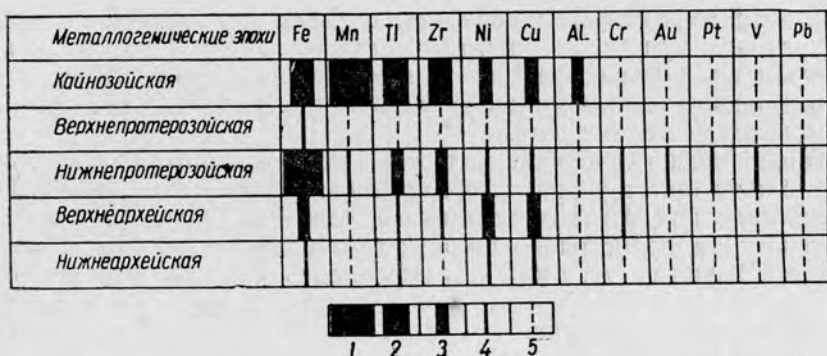


Рис. 4. Схема распространения месторождений и рудопроявлений различных металлов по металлогеническим эпохам:

1 — крупнейшие месторождения мирового значения, 2 — крупные месторождения, 3 — средние и мелкие месторождения; 4 — рудопроявления, 5 — месторождений и рудопроявлений не встречено.

чие медных и медно-никелевых руд, принадлежащих этой эпохе, хотя они еще не разведаны и запасы их не оценены. Эту эпоху можно отнести к медно-железному геохимическому типу.

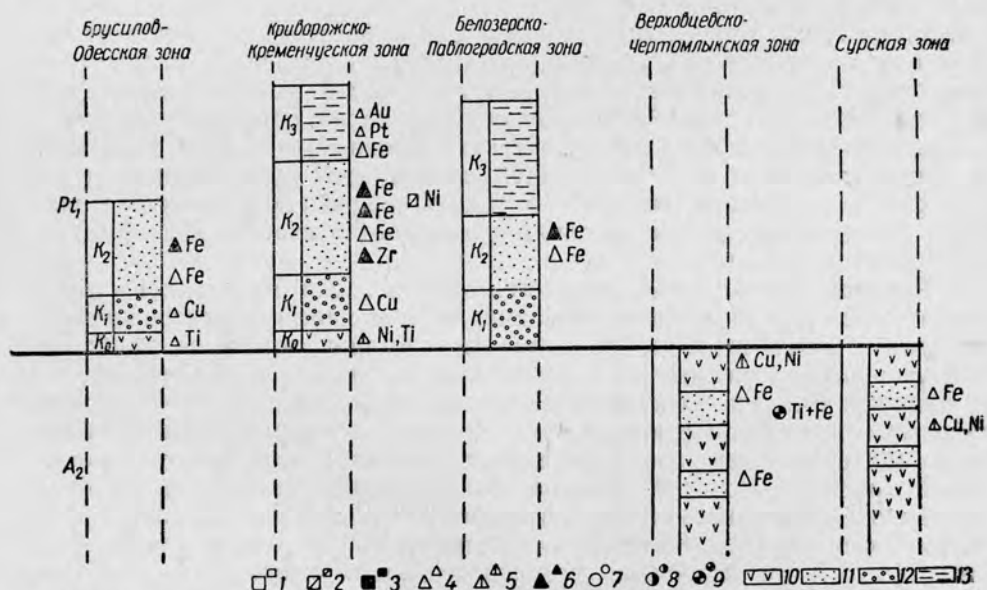


Рис. 5. Стратиграфическое положение различных генетических типов месторождений в архейской и раннепротерозойской эпохах:

Месторождения и рудопроявления магматогенные: 1 — собственно магматические, 2 — пегматитовые, 3 — гидротермальные.

Месторождения и рудопроявления метаморфогенные: 4 — осадочно-метаморфические, 5 — вулканогенно-метаморфические, 6 — метаморфические.

Месторождения и рудопроявления ультраметаморфические: 7 — пегматитовые, 8 — гидротермальные, 9 — скварные, 10 — вулканогенные формации, 11 — терригенно-хемогенные формации, 12 — терригенные формации, 13 — верхняя терригенная и лагунная формации.

Очень интересное стратиграфическое положение различных генетических типов месторождений в докембрии (рис. 5). Первая наиболее общая закономерность состоит в том, что все месторождения различных металлов и генетических типов докембрийского возраста

образовались на рубеже позднего архея и раннего протерозоя. По абсолютному возрасту это соответствует интервалу времени от 2600—2700 до 2200—2000 млн. лет в течение 500—600 млн. лет, отвечающих одному из докембрийских мегациклов. В более нижних образованиях катархея и более высоких — верхнем протерозое по существу не было сколько-нибудь значительного рудообразования.

Вторым закономерным явлением следует считать размещение различных генетических типов месторождений. Так, к верхнему архею приурочены небольшие по масштабам осадочно-метаморфические и вулканогенно-метаморфические месторождения, тогда как в нижнем протерозое и особенно в первых 1500 м в осадочно-метаморфических породах сосредоточены все наиболее значительные метаморфические месторождения докембрия. Здесь размещены все месторождения богатых железных руд, подавляющее большинство месторождений бедных железных руд, месторождения циркония и большое количество различных рудопроявлений.

Известно также, что к нижнему протерозою приурочены и почти все месторождения железа на Канадском щите, Южно-Африканском, Австралийском, Индийском и Бразильском (рис. 6). К серии гурон на Канадском щите приурочены урановые месторождения Блайнд Ривер, Атабаска, оз. Медвежье осадочно-метаморфического, гидротермального и пегматитового генезиса. В этой же свите располагаются крупные железорудные месторождения Верхнего озера.

В Южно-Африканском щите к нижнему протерозою — свите ватерсранд приурочены урановые месторождения Бирд, Б. Конго, Северная Родезия и др. Аналогичная закономерность наблюдается и в Австралийском, Индийском и Бразильском щитах (рис. 6).

Сравнивая размещение рудных месторождений всех этих щитов и Украинского щита, можно заметить много общих черт. Как видно, складчатые зоны метаморфических пород нижнего протерозоя играют выдающуюся роль в металлогении земной коры как субстрат, в котором накапливались различные металлы в осадках и эффузивах, а также и как источник, из которого черпались металлы для концентрации их в месторождениях при метаморфических процессах.

Необычайная рудоносность нижнего протерозоя объясняется благоприятным совпадением многих природных причин, возникших на рубеже новой эры. Главнейшие из них, вероятно, следующие:

1. Необычайная вулканическая деятельность в предшествующую — позднеархейскую стадию, что позволило накопить колоссальные мощности эффузивов, богатых железом, магнием и алюминием. Вулканическая деятельность приурочена к зонам глубинных разломов и геосинклинальных рвов, по которым вулканический материал легко поставлялся через относительно маломощную архейскую кору.

2. С началом протерозоя связано зарождение интенсивной жизни на земле, вызванное резким повышением содержания кислорода в атмосфере и литосфере. В связи с этим такие элементы, как железо, поступавшее в большом количестве в протерозойское море, соединялись с кислородом и выпадали в нерастворимый осадок в виде гидроокислов и окислов. В свою очередь закисное железо, создавшее обстановку в растворе, восстанавливало шестивалентный уран до четырехвалентного и вытесняло его из раствора.

3. Накоплению грандиозных масс железа также способствовало отсутствие осадочного покрова, благодаря чему интенсивно шло химическое разложение эффузивов и вынос из него железа и других элементов.

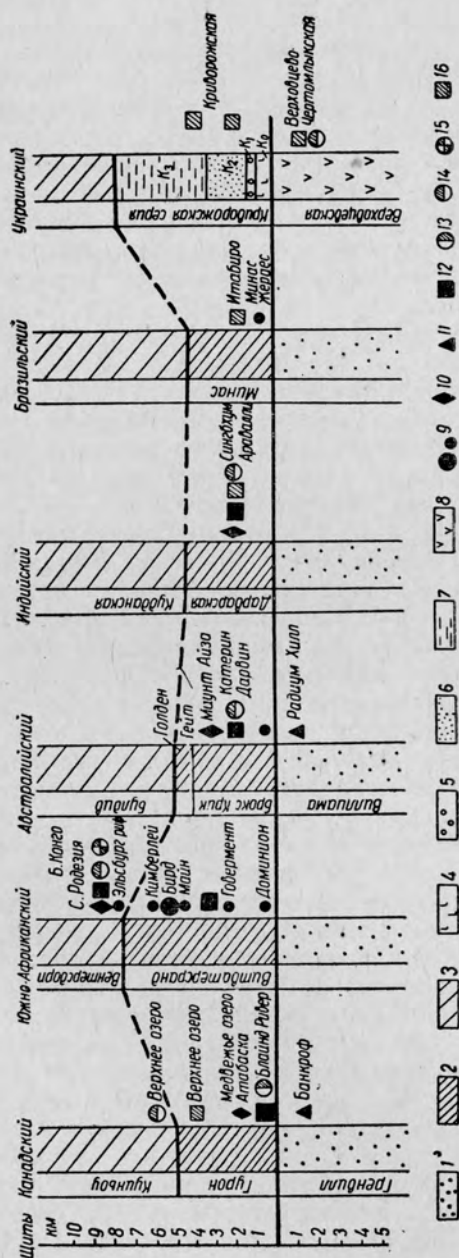


Рис. 6. Стратиграфическое положение месторождений в докембрийских шитах (по М. М. Константинову с нашими добавлениями):

1 — архей, 2 — нижний протерозой, 3 — верхний протерозой, 4 — эффузивная серия верхнего архея, 5 — нижняя терригенная свита, 6 — средняя хемогенно-терригенная свита, 7 — верхняя терригенная свита, 8 — верховцевская серия верхнего архея, 9 — месторождения урана осадочные, 10 — месторождения урана гидротермальные, 11 — месторождения урана пегматитовые, 12 — месторождения урана метаморфогенные, 13 — минерализация тория, 14 — месторождения меди, 15 — минерализация кобальта, 16 — месторождения железа.

4. Наличие мощных толщ эффузивов благоприятно сказалось на отложении в них меди, никеля, кобальта, обычных типичных металлов для основных вулканогенных пород.

5. Наконец, необычайное значение в концентрации металлов месторождения имели метаморфические процессы, которые вызывали подвижность элементов и скопления их в благоприятных физико-химических условиях.

Металлогеническое районирование Украинского щита

Проведенное выше описание металлогенических эпох Украинского щита дает возможность наметить провинции, области, зоны и другие металлогенические территории.

В основу металлогенического районирования положено выделение различных по размерам однотипных рудных ассоциаций, связанных с определенными формациями, метаморфизмом, гранитизацией или интрузиями сходных по истории геологического развития.

При проведении металлогенического районирования мы учитывали территориальное распространение образований различных металлогенических эпох в Украинском щите, а также принятые общие принципы и терминологию районирования (Орлова, Шаталов, 1959). Все это позволило нам предложить схему выделения различных металлогенических единиц для кристаллических щитов с учетом больших особенностей их геологического развития и образования рудных месторождений (табл. 3). В пределах Украинского щита металлогеническое районирование определяется распространением узких нижнепротерозойских складчатых зон, развившихся из субгеосинклиналей, а также относительно узких зон, сложенных вулканогенными породами, развившимися из геосинклинальных рвов позднеархейского цикла геосинклиналей. Вместе с этими рудными зонами огромное значение в металлогеническом районировании имеет размещение месторождений в осадочном чехле.

Таблица 3

Районы или участки вытянутой формы, подчиненные линейным, складчатым или разрывным структурам	Районы или участки изометричные или иной формы, приуроченные обычно к складчатой области или системе разрывных структур
---	---

Металлогенический пояс

Структурно-металлогеническая зона (или зона повышенной металлоносности)	Металлогеническая провинция. Структурно-металлогеническая область (или фациальная металлогения)
Рудный пояс (или пояс повышенной металлоносности)	Рудный район
Рудная зона (или зона повышенной металлоносности)	Рудный пояс
Рудное месторождение (или участок повышенной металлоносности)	

Современное состояние изученности Украинского щита даст возможность увидеть ряд важных закономерностей площадного размещения месторождений.

Подавляющее большинство всех месторождений позднеархейского, раннепротерозойского и третичного возраста концентрируются в относительно небольшой приднепровской части щита. Менее значи-

тельная часть месторождений размещена в западной части щита в районе среднего течения Буга и на Волыни. Некоторые месторождения также размещены в Приазовье.

В каждом из этих районов наблюдаются месторождения нескольких металлогенических эпох. При этом некоторые металлы являются «сквозными»; они образуют месторождения разных генетических типов во всех металлогенических эпохах, часто отделенных одна от другой многими сотнями миллионов лет.

Наиболее показательным в этом отношении является железо, которое образует осадочно-метаморфические месторождения в вулканогенно-джеспилитовой формации верхнего архея, метаморфические и осадочно-метаморфические месторождения в джеспилитовой формации нижнего горизонта протерозоя. Титаномагнетитовые гранитизационные месторождения в нижнем протерозое и, наконец, осадочные месторождения в третичное время.

Объяснения этому не всегда можно видеть в регенерации древних месторождений, так как иногда они выступают в совершенно разных генетических типах, где даже самые смелые предположения о регенерации сделать затруднительно.

Рассмотрение территории щита дает возможность видеть следующие металлогенические единицы:

I. Украинскую железорудную провинцию.

II. Приазовскую металлогеническую область.

III. Брусилов-Одесскую металлогеническую зону (рис. 7).

Рассмотрим кратко каждую из них.

УКРАИНСКАЯ ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Украинская железорудная провинция располагается в центральной части щита. Восточная граница ее проходит в меридиональном направлении через г. Гуляй-Поле, а западная — между гг. Кривым Рогом и Кировоградом. На территории железорудной провинции Украины расположены крупнейшие месторождения железных руд Криворожского и Азово-Керченского бассейнов, марганца — Никопольского и Большетокмакского бассейнов, рассеянные месторождения титана и циркония, а также месторождения никеля, алюминия, меди и многочисленные рудопоявления полиметаллов и редких металлов. Все эти месторождения образовались в раннепротерозойскую и кайнозойскую эпохи, меньшая часть их относится к позднеархейской эпохе.

Месторождения архея и протерозоя относятся к группе метаморфогенных, тогда как кайнозойские характеризуются осадочными россыпными и месторождениями коры выветривания. Вследствие такого разновременного формирования месторождения железорудной провинции создали многоярусное размещение, связанное с различными циклами и эпохами рудообразования.

Исходя из принципов металлогенического районирования, на территории железорудной провинции выделяются структурно-металлогенические зоны, которые в свою очередь поддаются расчленению на рудные пояса, рудные зоны и рудные поля. По последним данным, выделяются пять крупных структурно-металлогенических подразделений, каждое из которых характеризуется определенными фациальными литологическими и структурными особенностями, а также развитием ступеней метаморфизма и гранитизацией пород. Выделенные зоны отличаются комплексом характерных месторождений и рудопоявлений.

Криворожско-Кременчугская структурно-металлогеническая зона. Расположена на западной окраине провинции, представляет собой синклиорий, сложенный метаморфическими породами, развившимися из раннепротерозойской субгеосинклинали. Эта зона характеризуется наиболее мощным развитием джеспилитовой формации, располагающейся среди подстилающей и перекрывающей терригенных формаций. Породы этих формаций сложены в сжатые, опрокинутые на восток складки глубокого заложения. По простирацию этой зоны наблюдаются три участка, где породы джеспилитовой формации достигают мощности 1200—2000 м (Саксаганский, Желтореченский и Галещинский). В этих местах установлено погружение складок на глубину, превышающую 2000—2500 м. Они чередуются с местами малых мощностей джеспилитовой формации. Участки больших мощностей джеспилитовой формации развились из интрагеосинклиналей раннепротерозойской субгеосинклинали. К ним приурочена подавляющая часть богатых и бедных промышленных месторождений железных руд Украины.

Внутри Криворожско-Кременчугской зоны выделяются следующие рудные пояса:

Криворожско-Кременчугский железорудный пояс, охватывающий метаморфогенные месторождения бедных и богатых железных руд, расположенных в пределах джеспилитовой формации. Они составляют многочисленные месторождения бедных и богатых руд Криворожского бассейна и Кременчугского района.

Сульфидно-железорудный пояс верхней свиты характеризуется развитием осадочно-метаморфических месторождений железа, приуроченных к нижней части верхней свиты и сульфидными рудопроявлениями с полиметаллической, медной и редкометальной минерализацией.

Сульфидно-циркониевый пояс акцессорной минерализации нижней свиты с относительно широким развитием циркона, сульфидов железа и меди среди песчаников и конгломератов.

Ингулецкий пояс сульфидной и железо-титановой минерализации с титаномagnetитовыми и сульфидно-медными рудопроявлениями. Внутри этих поясов, как правило, выделяются рудные зоны и рудные поля, представленные месторождениями и рудопроявлениями.

Белозерско-Запорожско-Павлоградская структурно-металлогеническая область территориально расположена на восточной окраине железорудной провинции. Она включает метаморфические породы и мигматиты, развитые широким полем, охватывающем Белозерско-Конкско-Павлоградскую и примыкающую к ней с востока Орехово-Павлоградскую полосы. Здесь также развита джеспилитовая формация, хотя и меньшей мощности, чем в Криворожско-Кременчугской полосе. К ней приурочены месторождения богатых железных руд Белозерского района и ряд месторождений бедных (джеспилитовых) руд.

Верховцево-Никопольская структурно-металлогеническая область расположена в центральной части железорудной провинции. На территории этой области развиты две относительно узкие зоны — Верховцево-Чартомлыкская и Сурская. Они сложены мощными вулканогенными породами с подчиненными слоями терригенного и хемогенного образования, развившихся из геосинклинальных рвов раннеархейского цикла развития геосинклинали. С джеспилитовулканогенной свитой здесь связаны месторождения бедных железных руд, а с вулканогенными породами — сульфиды меди, никеля, кобальта

рудных россыпей, Высокопольский район бокситовых месторождений и Девладовский район никелевых рудопроявлений.

Азово-Керченская фациально-металлогеническая железорудная область расположена в пределах Керченского полуострова и Приазовья. Железорудные месторождения представлены пластами оолитовых бурых железняков киммерийского возраста, располагающихся в мульдообразных углублениях подстилающих пород. Месторождения Керченского бассейна легко доступны для добычи и имеют колоссальные запасы.

Никополь-Токмакская фациально-металлогеническая область расположена в южной части железорудной провинции в пределах Ингулецкого, Никопольского и Большетокмакского районов. К ней относятся месторождения марганцево-карбонатных руд, развитых преимущественно в Большетокмакском районе, и марганцево-окисных руд, развитых в Никопольском и Ингулецком районах. Месторождения этих районов характеризуются огромными запасами мирового значения.

ПРИАЗОВСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Эта очень сложная и интересная область располагается в восточной части Приазовского кристаллического массива. Металлогения этой области тесно связана с интрузиями щелочных пород и гранитов.

Зоны цирконо-пироксеновых и редкометальных рудопроявлений среди щелочных пород. В Приазовском районе вскрыта и изучена комплексная минерализация Zr, Hf, Nb и Ta, которая генетически связана с интрузиями щелочных сиенитов. Особенность металлогении этих интрузивов состоит в том, что рудопроявления формируются в пределах самих щелочных плутонов, где они закономерно располагаются по внутренним структурным элементам массивов. Плутон щелочных пород установлен двух возрастов — протерозойские, располагающиеся на пересечениях разрывных нарушений в кристаллическом фундаменте, и палеозойские, связанные с грабен-горстовым типом строения стыка кристаллического фундамента с палеозоем Донбасса (Царовский, 1960).

С аналогичной металлоносностью в последние годы встречен щелочной интрузив в районе г. Павлограда (Тырсянский), расположенный на границе щита с Днепровско-Донецкой впадиной.

Зона пегматитовых и гидротермальных жил. Расположена к северу от г. Бердянска. К этому же типу, вероятно, следует отнести Петровско-Гнутовскую зону гидротермального оруденения, представленную галениитом и флюоритом. К Приазовской металлогенической области также относятся третичные и мезозойские россыпные месторождения. Они встречаются в пределах Конкско-Ялынской впадины, а также на востоке, в районе г. Жданова. Образование этих россыпей и их характер тесно связаны с составом кристаллических пород.

БРУСИЛОВ-ОДЕССКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Расположена в западной части Украинского щита. Представляет собой широкую субмеридиональную полосу, протягивающуюся через весь щит от г. Брусиллова на севере до среднего течения Буга и далее на юг от г. Одессы (см. рис. 3). Эта подвижная складчато-фациальная зона, развившаяся из субгеосинклинали раннепротерозойского

цикла геосинклинали Украинского щита. В отличие от других аналогичных зон, породы, слагающие эту зону, подверглись интенсивной гранитизации; по этой причине метаморфические породы сохранились лишь в виде останцов различных размеров среди мигматитов и анатектитов. В составе Володарской и Березнянской аномалий встречены пласты железистых роговиков, чередующихся с кристаллическими сланцами (джеспилитовая формация). Встречены метабазиты, безрудные кварциты, графитовые сланцы, метапесчаники и графитовые гнейсы. Отчетливо наблюдается в ряде мест гранитизация этих пород, и сохраняются они только в виде небольших останцов. Сравнительное изучение пород Брусиллов-Одесской зоны с криворожскими показало очень большое их сходство по составу, текстуре и условиям залегания. У нас нет сомнения, что эта полоса пород аналогична по условиям образования криворожским и, вероятнее всего, относится к тому же позднеархейскому времени. Металлогения этой полосы прежде всего связана с джеспилитовой формацией, к которой приурочены средние по запасам месторождения бедных железных руд, а также встречены и богатые железные руды метаморфогенного генезиса и образовавшиеся в коре выветривания (Березнянское, Володарское). Кроме того, в пределах этой зоны известны Завальевское месторождение графита, хромита, мраморов, а также рудопроявления медно-никелевых руд и др.

Кроме этих металлогенических провинций и зон, на территории Украинского щита известны единичные месторождения, которые пока еще невозможно объединить в более или менее крупные металлогенические единицы. К таким месторождениям прежде всего относятся россыпные месторождения, расположенные в породах чехла. Это древние россыпи ильменита в Днепрово-Бугском районе, где они пространственно и генетически связаны с массивами габбро-лабрадоритовых пород, россыпи Северной Волины, состоящие из ильменита, касситерита, колумбита и др. Кроме того, до настоящего времени не оценена роль разломных структур в образовании и размещении рудных месторождений, хотя и известны уже многочисленные рудопроявления, приуроченные к разрывным структурам.

УКРАИНСКАЯ ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Геотектоническое развитие

Украинская железорудная провинция состоит из группы пространственно и исторически взаимосвязанных геосинклинальных прогибов и поднятий, образующих геосинклинальную систему. Она ограничена Кировоградским и Приазовским блоками, консолидированными в предшествовавший цикл (мегацикл) геологического развития (рис. 8).

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

Ряд литологических и эффузивно-магматических формаций Большого Кривого Рога расчленяется следующим образом: 1) формации первой (доорогенной) половины цикла — диабазо-спилитовая, кератофиристо-сланцевая (часто объединяемые в единую спилито-кератофировую формацию), нижняя терригенная, джеспилитовая; 2) формации второй (орогенной и посторогенной) половины цикла — углисто-терригенная, лагунная и молассовая.

Петрографические характеристики зеленокаменных и железисто-кремнистых формаций приведены в работах Н. П. Семененко (1959), Ю. Ир. Половинкиной (1954, 1959), И. С. Усенко (1955) и Г. А. Макухиной (1956), Г. В. Жукова (1960).

Кроме того, характеристика формаций этого формационного ряда

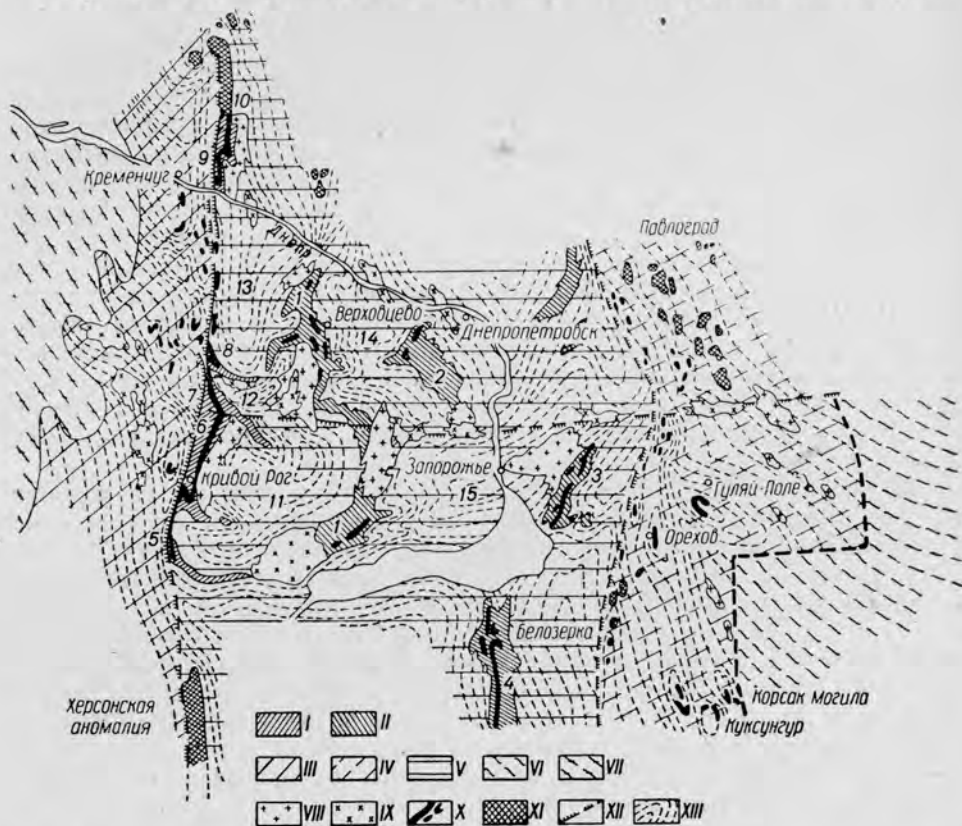


Рис. 8. Тектоническая схема геосинклинали Большого Кривого Рога (составил Г. И. Каляев).

1 — Внутригеосинклинальные синклинорные зоны: 1 — Верховцевская и Чартомлыкская, 2 — Сурская, 3 — Конкская, 4 — Белозерская, 11 — Внутренняя зона Криворожско-Кременчугского краевого прогиба и ее структурные элементы: 5 — Лихмановская синклиналь, 6 — Криворожский синклинорий, 7 — Восточноанновская синклиналь, 8 — Желтореченская синклиналь, 9 — Горишние-Плавнинская синклиналь, 10 — Галещинский синклинорий. Внешние парагеосинклинальные зоны: 11 — Предкриворожская (Западноингулецкая), 12 — Орехово-Павлоградская, 13 — Геоантиклинальные поднятия — мигматитовые купола: 11 — Саксаганский, 12 — Демуриный, 13 — Пятихатский, 14 — Криничанский, 15 — Запорожский, 16 — Приазовский блок, 17 — Кировоградский блок, 18 — Синорожденные плагиоклазовые граниты среди мигматитов, 19 — посторожденные плагиоклазо-микроклиновые граниты, 20 — железистые породы, 21 — интенсивные магнитные аномалии, 22 — господствующие простираия.

приводилась ранее (Каляев, 1962а, 1962б, Усенко, Личак, Царовский, 1963), поэтому здесь упомянем только основные их черты.

Диабазо-спилитовая формация встречается во всех структурных зонах, но максимальные мощности (до 2000 м) и наибольшая полнота разреза свойственны эвгеосинклинальным зонам (Сурский, Верховцевский, Конкский, Чартомлыкский и Белозерский синклинории). Эта формация представлена в основном амфиболитами, биотито-амфиболовыми ортосланцами, апоспилитами с подчиненными прослоями железис-

тых кварцитов. В некоторых разностях амфиболитов и апоспилитов отлично сохранились офитовые и амигдалоидные структуры. Рассматриваемая формация занимает нижнюю часть разреза зеленокаменных толщ внутренних синклиналиев. Во внешних зонах — Западноингулецкой и Орехово-Павлоградской — мощности ее сокращаются до первых сотен метров.

Железистые породы в этой формации имеют подчиненное значение, но их можно выделить в качестве джеспилитовой подформации осадочно-вулканогенного этапа.

В Криворожско-Кременчугском краевом прогибе в южном замыкании Криворожского синклинория имеется наиболее изученный и полный для этой зоны разрез диабазо-спилитовой формации. Он состоит из толщи амфиболитов, апоспилитов и амфиболитовых сланцев, достигающей 1500—2000 м. Под ними залегают кварциты с прослоями апоспилитов мощностью около 400 м. Они могут быть выделены как начальная вулканогенно-терригенная подформация.

Кератофиро-сланцевая формация состоит из апокератофиров, слюдяных сланцев, туфогенных кварцитопесчаников и сланцев. Подчиненное значение имеют амфиболиты и амфиболитовые ортосланцы. Эта формация установлена только во внутренних зонах геосинклинали: в Верховцевском, Белозерском и Чартомлыкском синклинориях.

Нижняя терригенная формация имеется лишь в краевых и внешних зонах (Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской, включая приазовские структуры). Наиболее полно она представлена в Криворожском синклинории (нижняя свита криворожской серии), где достигает 600 м мощности. Состоит из конгломератов, аркозовых кварцито-песчаников и филлитов.

Джеспилитовая формация вмещает железорудные месторождения Криворожского, Кременчугского и Белозерского районов. Состоит из железистых кварцитов и джеспилитов, переслаивающихся со слюдяными, хлоритовыми и амфиболовыми сланцами. В Кривом Роге она представляет осадочный тип джеспилитовых формаций, свойственный краевым зонам геосинклинали. Здесь в ней не установлено сколько-нибудь значительного содержания вулканогенного материала. Мощность ее достигает 2200 м. Джеспилитовая формация имеется и во внутренних зонах геосинклинали — в верхней части разреза зеленокаменных толщ Верховцевского, Конкского, Сурского и Белозерского синклиналиев. Однако здесь она представлена вулканогенно-осадочным типом. В верхней части ее разреза залегают амфиболиты, кварцево-биотитовые, хлоритовые и серицитовые сланцы. Эта часть разреза может быть выделена в качестве вулканогенно-терригенной подформации.

Углисто-терригенная формация в Криворожском синклинории залегает со стратиграфическим несогласием на джеспилитовой формации. Она состоит из углистых и графитовых сланцев и графитовых гнейсов. Существенную роль в ее нижней части имеют железистые кварцито-песчаники и сланцы, иногда вмещающие руды.

Лагунная формация состоит в основном из битуминозных графито-углистых пиритоносных сланцев и доломитовых мраморов. Мощность этой формации до 600 м. Породы лагунной формации наиболее полно представлены в Криворожском синклинории. Они имеются и в Западноингулецкой зоне и на восточной окраине геосинклинали.

Молассовая формация. Наиболее типичные разрезы ее имеются в Криворожском синклинории. Мощность ее достигает 2000 м. Состоит из конгломератов, кварцито-песчаников, кварцево-биотитовых сланцев

и карбонатных пород. Грубообломочный характер рассматриваемой формации, огромная мощность и положение в разрезе свидетельствуют о формировании всей толщи в зоне подножий при наличии расчлененного горного рельефа.

Формации второй половины цикла приурочены только к внешним и краевому прогибам (рис. 9).

Интрузивные и ультраметаморфические формации также увязываются с определенными этапами геологического развития. К этим формациям относятся: доорогенная гипербазитовая, тесно связанная во времени и пространственно со спилито-кератофировыми формациями; синорогенная гранито-батолитовая; посторогенные формации аплитовидных и перматонидных гранитов, сиенитовая, малых интрузий гипербазитов и дайковая; мигматитовые формации.

СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ

Контуры главных складчатых структур хорошо обнаруживаются в магнитном и гравитационном полях, поскольку в строении синклиналей участвуют в основном зеленокаменные, джеспилитовые и терригенные формации, тогда как широким антиклинальным поднятиям соответствуют ультраметаморфические гранитоидные формации.

Самые крупные *синклинальные структуры* — Криворожская, Галещинская, Верховцевская и другие — принято в Криворожье называть синклинориями, хотя они значительно уступают по размерам и отличаются по внутреннему строению от синклинориев молодых складчатых областей.

Синклинорные зоны, как правило, окаймляют или облекают куполовидные антиклинальные поднятия.

Особенности синклинальных зон выражаются в ряде общих для них признаков: обычно крутая, нередко вертикальная и опрокинутая слоистость; повсеместное наличие необычайно сложной дисгармоничной складчатости высших порядков; часто встречаются складки с крутостоящими и вертикальными шарнирами; обычны складки неполные, в виде изоклинальных чешуй. Таковы складчатые структуры Криворожского, Белозерского, Галещинского и Верховцевского синклинориев. Другие синклинали представляют сложные и неполные чашеобразные складки, заполняющие межкупольные пространства. Таковы чашеобразные неполные синклинории: Чартомлыкский и Сурский.

В предшествующих работах (Каляев, 1962) мы приводили уже материал, доказывающий, что крупнейшие синклинории являются не обращенными складчатыми формами.

Антиклинальные структуры. По своей природе они представляют типичные структурные формы докембрия — мигматитовые купола, образующие так называемый глубинный тип складчатости (Белоусов, 1962). Многообразие и особенности складчатых форм Криворожской рудной провинции можно объяснить именно развитием этих специфических структур. В последние годы подобные структуры обнаружены почти во всех докембрийских щитах мира в районах с отличной обнаженностью кристаллического фундамента.

Рассматриваемые структурные формы докембрия Э. Кранк назвал инфраструктурами — складчатыми формами нижней части фундамента, возникающими вследствие «всплывания» по (Белоусову, 1962) снизу вверх гранитоидного материала.

«Всплывание» или выдавливание гранитного материала в куполах и разрастание их приводит к гранитизации и деформации слоистых

осадочно-метаморфических пород на крыльях куполов. Не вдаваясь в рассмотрение различных представлений о причинах и механизме гранитизации, а также о возможных источниках гранитизирующих флюидов, отметим, что в данном случае гранитизация и связанный с нею подъем мигматитовых куполов выступают причиной складчатости в осадочно-метаморфических породах, залегающих между куполами или на их крыльях. Одновременно в мигматитах формируется плоскопараллельная гнейсовая текстура, ориентирующаяся в общем параллельно первичной слоистости пород, облекающих крылья растущего купола. Так, принято сейчас считать, формируется в условиях высокой пластичности типичная докембрийская складчатость. Ее характерные черты — вертикальные или крутостоящие шарниры складок, резко выраженная изоклинальная и дисгармоничная складчатость вплоть до затейливой микроскладчатости — особенно характерны для анизотропной среды железистых кварцитов железорудной формации Кривого Рога, для его гнейсовых и других пород.

Куполовидные складчатые структуры были выделены и в другой части Украинского щита — в районе Среднего Побужья (Кужелов, 1960) и в Верхнем Побужье (Рябенко, 1962).

Выделяемые нами мигматитовые купола в районе Среднего Приднепровья оконтурены на основании данных бурения в смежных синклиналях, по элементам залегания текстур гранитоидов в обнажениях и на основании имеющихся геофизических материалов. Все это позволяет с полной уверенностью представить основные черты тектонического плана — «узора» Украинской железорудной провинции, хотя внутреннее строение некоторых куполов во многом еще не выяснено.

Выделяется ряд крупных купольных структур, достигающих в поперечнике нескольких десятков километров. Некоторые из них ранее выделялись на тектонических схемах в виде линейных срединных массивов и древнейших блоков, поэтому мы сохраняем за ними известные по литературе наименования, другие же выделены и названы нами по населенным пунктам, тяготеющим к срединной части купольных поднятий. К ним относятся: Саксаганский, Пятихатский, Демурирский, Запорожский и Криничанский. Кроме перечисленных куполов, крупные купольные структуры выделяются по геофизическим данным между Конкской синклиналию и Орехово-Павлоградской зоной, затем к востоку от Белозерского синклинория и в других районах (см. рис. 8).

В расположении куполов в складчатой системе Большого Кривого Рога фиксируется важная закономерность: наиболее крупные купола расположены в эвгеосинклинальной области Большого Кривого Рога — на территории, ограниченной на западе Криворожско-Кременчугским краевым прогибом, а на востоке — Орехово-Павлоградской внешней зоной. В пределах последней и в Западноингулецкой зоне структурные формы имеют сравнительно небольшие размеры. Синклинальные складки и куполовидные вздутия нередко достигают в поперечнике лишь первых километров.

ОСНОВНЫЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Приведенная ниже классификация базируется в основном на формационных критериях, на пространственном соотношении структур, их исторической взаимной обусловленности, а также на характере складчатости и мощностях формаций.

Геосинклинальная система Большого Кривого Рога состоит из внутригеосинклинальных и внешних зон, разделенных поднятиями —

гнейсо-мigmatитовыми куполами, достигающими в поперечнике 30—40 км. Прогибы выражены депрессиями, заполненными начальными формациями, а в краевом прогибе и внешних (парагеосинклинальных) зонах — формациями второй половины цикла.

Некоторые прогибы представляют собой узкие впадины. Таков, например, Криворожско-Кременчугский прогиб и, вероятно, Белозерский, у которых ясно выражена линейная форма. Другие синклиновые зоны относительно узкие, имеют контуры, прихотливо изогнутые в плане, что обусловлено облеканием древних ядер смежных куполов.

Обычно при рассмотрении тектонической структуры Украинского щита выделяются определенные направления складчатости. Такие направления нередко используются в качестве возрастных критериев. Это целиком относится и к территории Большого Кривого Рога. Однако не все исследователи принимают эту концепцию. Так, Ю. Ир. Половинкина (1954) полагает, что отдельные участки Украинского щита не имеют выдержанного в одном направлении простирания структур, и определенные простирания не составляют особенности одного комплекса. Позже Г. К. Кужелов (1957) на основе геофизических данных доказал, что разновозрастные складчатые структуры имеют различные направления. Для железорудной провинции автором настоящей статьи было показано, что нижнепротерозойские складчатые структуры проявляют унаследованность от более древних структур, окаймляют и обтекают их (1962).

Ю. Ир. Половинкина (1954), А. П. Никольский (1960) и другие исследователи, в том числе автор, полагают, что все железистые породы Среднего Приднепровья возникли в одной геосинклинали или геосинклинальной системе (Каляев, 1962). Ю. Ир. Половинкина объединяет в единую днепровскую серию все терригенные, вулканогенные и джеспилитовые формации Среднего Приднепровья, полагая, что криворожская толща пород представляет верхнюю свиту этой серии. Правда, другие исследователи эту свиту и подстилающие вулканогенные свиты именуют сериями.

В настоящей статье нет возможности и необходимости углубляться в рассмотрение стратиграфических схем Украинского щита. Отметим только, что в сложившихся стратиграфических подразделениях и наименованиях метаморфических толщ Украинского щита нет сколько-нибудь определенной согласованности. Этот разноречивый сопоставляет различным взглядам на соотношение структурных элементов щита, в частности, в районе Большого Кривого Рога. Так, И. С. Усенко (1955) и Я. Н. Белевцев (1957, 1962) полагают, что собственно Криворожско-Кременчугская зона является субгеосинклиналью, образованной внутри платформы в раннем протерозое. Верховцевская и Сурские зоны целиком отнесены ими к производным архейской геосинклинали с иными структурным планом и простираниями. К раннепротерозойским субгеосинклиналям Я. Н. Белевцевым (1962) отнесена также и Конкско-Белозерская зона. Соответственно, метаморфические толщи, включая амфиболиты каждой зоны, разделены во времени и даже отнесены к различным подвижным зонам.

Надо признать, что излагаемые в настоящей работе взгляды на складчатую структуру и историю развития Большого Кривого Рога не согласуются с такой трактовкой. Мы полагаем, что составные элементы Верховцевской и Криворожско-Кременчугской зон взаимопереходят друг в друга, образуя общие для них комплексы складок и соответствующих метаморфических толщ. В частности это относится к их вулканогенным толщам спилито-кератофировой формации, являющейся

ся единой для всех структурно-фациальных зон Большого Кривого Рога.

Единые складчатые зоны, огибающие антиклинальные поднятия, кое-где прерываются вследствие наложенной гранитизации. Например, прервана сплошность облекающей полосы зеленокаменных пород Желтореченской и Красноярско-Алферовской складок, огибающих Демуринский купол. Прервана микроклиновыми гранитами Широковско-Чартомлыкская зона, облекающая Саксаганский купол с юга. И все же это не позволяет разделить во времени эти зоны или их складки, как не следует относить их к различным структурным ярусам. Они образованы в едином структурном плане. В него вписываются и другие складчатые структуры, в том числе Сурские, Конкские и Белозерские, разделенные купольными поднятиями. Наконец, отметим, что все структурные элементы Украинской железорудной провинции, за исключением ограничивающих ее древних блоков, охватываются только одним формационным рядом, отвечающим одной подвижной зоне в виде геосинклинальной системы. Формации первой (доорогенной) половины цикла содержатся во всех зонах геосинклиналей, естественно, имея различную полноту и различные фациальные профили. Формации второй половины цикла (орогенной) характерны только для внешнего окаймления геосинклиналей — Криворожско-Кременчугского прогиба и Орехово-Павлоградской зоны. Поэтому первый из них, содержащий формации, накопившиеся в зоне подножий, рассматривается нами в качестве краевого прогиба. Конкско-Белозерская зона находится во внутренней части геосинклиналей, сложена только доорогенными формациями. Эту внутреннюю зону мы также не можем отнести к категории субгеосинклиналей.

Внутригеосинклинальные зоны. Строение внутренней части геосинклинальной системы недостаточно изучено. Ее первичный облик искажен купольными инфраструктурами. Сопоставление мощностей зеленокаменных формаций: диабазо-спилитовой, офиолитовой и кератофиро-сланцевой внутренних синклиналий показывает, что максимальное прогибание происходило в районе Суры, где мощность пород достигает 8 км. На запад и восток мощности сокращаются. При этом фиксируются изменения фациального состава. В краевых зонах эвгеосинклиналей появляются толщи с более выраженным терригенным характером, и возрастает роль джеспилитовой формации. Последнее наблюдается в Чартомлыкском и Белозерском синклиналиях; во внутренней части геосинклинальной системы можно условно выделить отдельные районы или подзоны: срединные — районы Верховцево и Суры; удаленные (от срединной части эвгеосинклиналей) — Белозерский, Конкский и Чартомлыкский. Отличаются они по величине прогибания, выражающейся в более интенсивном вулканизме, в большей полноте разрезов и больших мощностях в срединных зонах по сравнению с удаленными. Перечисленные элементы внутренней части геосинклиналей, возможно, были отделены друг от друга, образуя частные прогибы в единой эвгеосинклинали.

В конце второй половины цикла произошло замыкание внутренней части геосинклинальной системы. Оно было вызвано подъемом и разрастанием купольных инфраструктур. Об этом свидетельствуют: смена основных лав нижней части разреза кислыми, убывание вулканогенного материала и возрастание роли терригенных осадков.

Краевой Криворожско-Кременчугский прогиб. В нем сосредоточены крупнейшие и наиболее ценные месторождения железорудной провинции. Он прослежен и вскрыт скважинами на протяжении почти

220 км. Если учесть его непосредственное продолжение к югу — Херсонскую аномалию, то протяженность его составит около 400 км при ширине до 25 км в современном срезе. Даже в этих далеко не полных размерах Криворожско-Кременчугский краевой прогиб представляет крупный нижнепротерозойский структурный элемент юго-западной части Русской платформы. По размерам его можно сравнить с некоторыми альпийскими передовыми прогибами, например Прикопетдагским или Предкарпатским. Аналогично краевым прогибам молодых геосинклиналей, в нем достаточно четко выделяются а) внутренняя зона — Криворожская; б) внешняя — Западноингулецкая.

Внутренняя зона краевого прогиба состоит из ряда синклиналей: Ингулецкой, Саксаганской, Восточноанновской, Желтореченской, Горишнеплавнинской и Галещинской, расположенных кулисообразно. Между ними располагаются массивы метасоматических плагиоклазовых гранитоидов и более молодых микроклино-плагиоклазовых гранитов, возникших в средний и конечный этапы развития геосинклинали в пределах древних унаследованных поднятий.

Гранитные массивы располагаются на краю внешней геоантиклинальной зоны и ограничивают с востока краевой прогиб.

«Гранитизированные» древние поднятия как бы расщепляют внутреннюю зону Криворожско-Кременчугского прогиба на перечисленные выше складки. Внутренняя зона развилась вдоль Криворожского глубинного разлома, отделяющего ее от внешней зоны. Основание внутренней Криворожской зоны сложено формациями первой половины цикла. В начальную стадию формирования геосинклинальной системы здесь находилась краевая часть эвгеосинклинали. Залегающие выше формации второй половины цикла отвечают стадии формирования краевого прогиба. Именно тогда здесь образовалась предгорная впадина, намечающаяся по формационным критериям — наличию лагунной и молассовой формаций, входящих в состав верхней свиты криворожской серии.

Внешняя зона краевого прогиба — Предкриворожская — образована Западноингулецкой полосой метаморфических пород.

К такому же структурному типу относится, по-видимому, и Орехово-Павлоградская полоса, включая приазовские структуры: Корсак-Могилу, Куксунгур, Каменную могилу и Гуляйпольскую синклиналь. В этой части железорудной провинции пока не выделяются аналоги внутренней — Криворожской — зоны краевого прогиба.

Резкие отличия зоны краевого прогиба от внешних зон, проявляющиеся в характере складчатости, мощностях и, особенно, в метаморфизме пород, нередко служат основанием для отнесения их к разновозрастным образованиям и даже к различным структурным ярусам Украинского щита.

С целью сравнительной характеристики структурных зон, созданных во второй стадии цикла, нами изучался керновый материал по скважинам, пройденным в Орехово-Павлоградской, Западноингулецкой и Криворожской зонах. В Западноингулецкой зоне, помимо известных обнажений и разрезов, мы воспользовались также данными скважин, пробуренных в самое последнее время. На Родионовском участке вскрыта мощная толща доломитов, тремолито-карбонатных пород, кварцево-биотитовых сланцев, углистых сланцев и кварцито-песчаников. Эти породы, несомненно, принадлежат верхней свите криворожской серии и мало отличаются от таких же пород Фрунзенского разреза. На Родионовско-Гуровском участке пройден профиль скважин, вскрывший кварцево-биотитовые углистые сланцы с перекрывающими

их биотитовыми гнейсами и биотито-кварцевыми сланцами. Менее метаморфизованные слюдисто-кварцевые сланцы (скв. 9381) переходят здесь в биотито-плагиоклазовые гнейсы. В рассмотренных участках породы залегают очень полого (с углом падения 10—15°).

Известно немало примеров, когда гнейсы и микрогнейсы переходят по простираннию в слюдисто-кварцевые сланцы. Такие переходы в Правобережных магнитных аномалиях описаны Н. П. Семененко, Н. И. Половко и др. (1959). Породы самых различных ступеней метаморфизма существуют рядом на Северо-Терсянском участке Орехово-Павлоградской полосы.

Следовательно, многие гнейсовые толщи, не говоря уже о доломитах, углисто-графитовых породах, железистых кварцитах, кварцито-песчаниках, относимые к тетерево-бугской серии, должны быть перемещены в криворожскую серию. Это, однако, не исключает возможность наличия древних гнейсов в некоторых антиклинальных структурах Западноингулецкой и Орехово-Павлоградской зон.

Мы принимаем формации внешней и внутренней зон Криворожско-Кременчугского прогиба как тождественные и одновозрастные. Особенности их, выступающие как отличия, естественно вытекают из структурной позиции каждой зоны, занимаемой ею в краевом прогибе.

Внешние зоны характеризуются мозаичным расположением структур, складчатостью промежуточного характера или же изолированными, так называемыми, прерывистыми складками. Таковы сравнительно короткие изолированные складки: Камчатская, Зеленовская, Артемовская, Моисеевская, Корсакская, Гуляйпольская и др. Отдельные структуры характеризуются то крутым, то весьма пологим залеганием, например, Зеленовские складки или весьма пологие залегания пород в складках на Гуровском участке, в районе Артемовской аномалии и др.

Во внешних зонах нередко выпадают из разреза формации первой стадии цикла. Там же, где они есть, мощности их невелики. Джебилитовая формация обычно имеет мощности менее 200 м. Лишь хорошо развита и достигает значительных мощностей верхняя терригенная формация (до 2000 м и более), что свидетельствует о сравнительно позднем формировании внешних зон.

Для них характерны породы зоны ультраметаморфизма и гранитизации, а также породы высокой степени метаморфизма — ступень гнейсовая и пироксено-магнетитовых кварцитов. Внутренняя зона краевого прогиба характеризуется региональным метаморфизмом со ступенями: аспидных сланцев, филлитов, слюдисто-магнетитовых и роговообманковых магнетитовых кварцитов. Здесь мы, по-видимому, встречаемся с важной закономерностью. Высокие ступени метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизация свойственны не зонам максимального погружения, а геоантиклинальным зонам или же промежуточным — переходным к платформе — зонам. В связи с этим, интересно отметить, что в Альпийской складчатой системе и варисцидах Европы значительная часть кислых интрузий приурочена не к зонам максимального погружения, а к жестким массивам, не испытавшим погружения (Полканов, 1955).

Важно подчеркнуть, что внешняя Западноингулецкая зона краевого прогиба была вовлечена в интенсивное прогибание лишь во второй половине цикла. Об этом свидетельствуют соответствующие этой стадии тысячеметровые толщи биотитовых сланцев и гнейсов, графитовых гнейсов, карбонатных пород и необычайно малые мощности формаций первой половины цикла — зеленокаменной, нижней терри-

генной и джеспилитовой, имеющих фациально обедненные разрезы. Следовательно, Криворожско-Кременчугский прогиб с его внутренней и внешней зонами стал краевым во второй половине геосинклинального цикла — на стадии формирования предгорной впадины.

Глубинные разломы. Разломы в кристаллическом фундаменте щитов обычно принято считать молодыми образованиями, возникшими в платформенные периоды развития. Однако в Большом Кривом Роге глубинные разломы определили место заложения и линейность древнейших геосинклинальных рвов в докембрии. Расположение основных структурных элементов Украинской железорудной провинции, в частности ее начальных прогибов, отражает весьма древний, унаследованный геотектонический план. Простираение структур в нем различное, но субмеридиональное простираение собственно криворожских складок является как бы секущим по отношению к этому плану.

Чем же вызвана резко выделяющаяся линейная форма внутренней зоны Криворожско-Кременчугского прогиба и как понять ее западную границу, за которой следует сразу же, без каких-либо промежуточных переходов, качественно иная структурная зона с иными мощностями, складчатостью, метаморфизмом? Эти вопросы находят ответ, если иметь в виду наличие глубинного разлома на месте внутренней зоны краевого прогиба.

По мнению В. Г. Бондарчука (1955, 1959) и Г. К. Кужелова (1957), начальный этап формирования криворожских структур обозначился на всей территории юго-западной части Русской платформы необычайно интенсивными разломами, имеющими общее субмеридиональное простираение.

Разломный характер Криворожской зоны отмечали Я. Н. Белевцев и С. А. Скуридин (1957). Криворожский разлом выделяли А. Н. Козловская и М. И. Ожегова (1958). Последние справедливо называли его глубинным разломом.

Считаем необходимым привести некоторый материал, доказывающий глубинный характер этого разлома, которому мы придаем значение важнейшего структурного элемента Украинской железорудной провинции. Рассматриваемый разлом пересекает Украинский щит и уходит в смежные с ним Днепровско-Донецкую и Причерноморскую впадины. Он трассируется по данным разведочных, съемочных и геофизических работ на протяжении более 400 км. К югу от Николо-Козельска он следует вдоль Херсонской аномалии, являющейся непосредственным продолжением Криворожско-Кременчугской зоны в пределах Причерноморской впадины. По мнению Б. В. Сологуба (1959), этот разлом продолжается еще южнее — в Степной Крым, где в районе Тарханкутского полуострова обнаруживаются аномалии силы тяжести, вероятно, вызванные породами с повышенной плотностью. Следы этого же разлома четко выступают на северном погружении кристаллических пород щита — вдоль западного борта Галещинской синклинали.

В связи с глубоким погружением кровли кристаллических пород разлом едва намечается в характере магнитного поля Днепровско-Донецкой впадины. Однако севернее он, вероятно, обусловил меридиональное простираение самых западных магнитных аномалий КМА в районе Рыльска. Все это позволяет предполагать возможную протяженность разлома на расстоянии до 1000 км.

Зона разлома, по-видимому, расщепляется на отдельные протяженные разрывы, замещающие друг друга, согласно кулисообразно расположенным элементам внутренней зоны краевого прогиба (рис. 10),



Рис. 10. Тектоническая схема Криворожско-Кременчугского прогиба (составил Г. И. Каляев).

I — восточная окраина Кировоградского бассейна; Криворожско-Кременчугский краевой прогиб; II — внешняя — Предкриворожская зона; внутренняя — Криворожская зона и ее складчатые структуры (1 — Ингулецкая, 2 — Саксаганская, 3 — Восточноанновская, 4 — Желтореченская, 5 — Эрстовская, 6 — Галещинская, 7 — Фрунзенская (предгорная); III — гранитные массивы, IV — гнейсомigmatитовые купола (Саксаганский, Демуриный, Пятихатский).

Геосинклинальные формации: V — зеленокаменная и нижняя терригенная, VI — джеспилитовая, VII — верхняя терригенная, VIII — лагуна, IX — молассовая, X — Глубинные разломы, XI — поперечные сбросы и сдвиги, XII — линии господствующих простираний.

что, кстати, характерно для некоторых глубинных разломов (Пейве, 1956).

В зоне разлома находятся крупнейшие разрывы Криворожского бассейна: Западный, Тарапакровский, Саксаганский, Диагональный и Восточный надвиги. Но необходимо иметь в виду, что все эти дизъюнктивы являются сравнительно поздними проявлениями разрывной тектоники в зоне глубинного разлома. Имеются значительные участки контрастных примыканий, например, Западноанновская полоса, где нет определенно выраженных разрывных структур перемещения и где, надо полагать, бывшие движения замаскированы последующим осадконакоплением и метаморфизмом. Перечисленные дизъюнктивы как бы делят Криворожский синклиниорий на узкие блоки и клинья. В зоне глубинного разлома, в дизъюнктивах или вне их, нередко залегают тальковые или тальково-амфиболовые породы. Не всегда они имеют четкое стратиграфическое положение, свойственное им в восточном борту синклинория. В настоящее время общепринято, что тальковые породы Криворожья являются метаморфизованными ультрабазитами. Присутствие их в зонах разрывов как бы фиксирует зону глубинного разлома, хотя, несомненно, тальковые сланцы впоследствии сами участвовали в новых тектонических перемещениях и являются благоприятным горизонтом для возникновения вдоль него разрыва (Каляев и Заруба, 1957).

Криворожский глубинный разлом — длительно развивавшаяся структура, определившая заложение, простираие и прямолинейность внутренней зоны краевого прогиба и контрастное примыкание ее к внешней зоне. Отличие между внутренней и внешней зонами краевого прогиба выражается: в величине тектонической подвижности — размахе колебательных движений; в мощностях осадочно-метаморфических формаций; в характере складчатости и метаморфизма. Вдоль западной границы Криворожского и Галещинского синклинориев находится примыкание внешней и внутренней зон краевого прогиба. Здесь и проходят поверхности раздела, вдоль которых размах колебательных движений отличался для внешней и внутренней зон. В качестве примеров можно привести контрастные примыкания внешней и внутренней зон краевого прогиба на широте Гуровка — Моисеевка — рудник им. К. Либкнехта или же севернее — по линии структур Артемовская — Зеленовская — Желтореченская, где имеются резкие изменения мощностей, метаморфизма и характера складчатости.

Наконец, Криворожский глубинный разлом в значительной мере определил своеобразное расположение начальных структур внутренней зоны краевого прогиба: Ингулецкой, Восточноанновской, Желтореченской и др. Изменение их северо-западного простираия на линейное субмеридиональное происходит в зоне глубинного разлома, возникшего в ранние этапы развития геосинклинали. В принципе этот разлом подобен глубинным разломам в некоторых краевых прогибах послекембрийских геосинклиналей. Аналогия состоит в том, что он также отделяет глубоко погруженную внутреннюю зону краевого прогиба от его менее погруженной внешней Предкриворожской зоны.

Древние разломы в Украинской железорудной провинции не ограничиваются одним Криворожским. Другим важным структурным элементом Большого Кривого Рога является Девладовский разлом, правда, сравнительно мало изученный. Он прослеживается в широтном направлении на расстоянии почти 250 км. Разлом выражен системой многочисленных трещин, по которым располагаются цепочки малых интрузий ультрабазитов — перидотитов и серпентинитов. По-видимо-

му, вдоль этого же разлома развиваются массивы микроклиновых гранитоидов днепровского типа и, наконец, диабазы, завершающие интрузивный цикл.

Вероятно, глубинный характер имеет субмеридиональный разлом, приуроченный к сопряжению Орехово-Павлоградской зоны со смежной антиклинальной полосой. Именно здесь намечается резкий переход от зоны погружения к зонам поднятий. К этому разлому также приурочены межпластовые интрузии ультрабазитов — габбро-перидотитов, актинолитов, серпентинитов и других пород. Тела их приурочены к линии Ново-Даниловка — Орехово — Ново-Павловка — Терсянка. По геофизическим данным (Сологуб, 1959), Орехово-Павлоградский разлом прослеживается в направлении Мелитополя и южнее — в районе Ново-Царицынских гравитационных аномалий.

В заключение отметим, что рассмотренные древние разломы представляют крупный интерес, поскольку с ними связаны интрузии ультрабазитов, с которыми ассоциируют рудопроявления никеля и кобальта.

Металлогеническое районирование

На территории Украинской железорудной провинции находятся крупнейшие месторождения железных руд (Кривой Рог, Керчь), марганца (Никополь, Большой Токмак) и россыпного титана. Кроме того, здесь имеются месторождения алюминия, никеля, циркона, а также многочисленные рудопроявления меди, полиметаллов и др. Все эти месторождения и рудопроявления образовались в докембрийские и кайнозойские металлогенические эпохи. Металлогения докембрийских эпох тесно связана с формированием древней подвижной зоны и характеризуется широко развитыми метаморфогенными месторождениями и рудопроявлениями. Металлогения кайнозойской эпохи характеризуется осадочными месторождениями, связанными с корой выветривания.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Структурногеологическое положение Украинской железорудной провинции в кристаллическом щите. Железорудная провинция размещена в районе Среднего Приднепровья и занимает центральную часть Украинского кристаллического щита. Она распространена на 250 км в широтном и на 350 км в меридиональном направлении. Территория, занимаемая Украинской железорудной провинцией, на западе граничит с Кировоградским блоком, на востоке — с Приазовским кристаллическим массивом. Породы, слагающие провинцию, представлены в подавляющем большинстве мигматитами и кристаллическими сланцами; подчиненное значение имеют гранитные интрузивы. Абсолютный возраст пород, определенный свинцовоизотопным и калий-аргоновым методами, колеблется от 3600 до 1700 млн. лет. В комплексе метаморфизованных осадочно-эффузивных пород выделяются две серии: нижняя — сланцево-метабазитовая, включающая маломощные слои железисто-кремнистых пород и входящая в ингуло-подольскую серию, и верхняя — железисто-кремнисто-сланцевая (часть криворожско-тетерево-бугской), в состав которой входит подавляющее количество железистых роговиков, джеспилитов и железных руд.

Геологическая структура железорудной провинции в общей схеме представляет собой древнюю подвижную область субмеридионального

простирается. Центральная часть ее представлена крупным антиклинорием, сложенным породами сланцево-метабазитовой серии, которые на большом протяжении своем гранитизированы. К этой части структуры относится район рек Базавлука, Суры, Токмаковки и Днепра от Днепропетровска до Запорожья. Западный борт антиклинория представлен Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоной, сложенной породами верхней железисто-кремнисто-сланцевой серии. Восточный борт антиклинория представлен Белозерско-Запорожской и Орехово-Павлоградской структурно-фациальными зонами, сложенными железисто-кремнисто-сланцевой серией.

Металлогеническое районирование. В основу металлогенического районирования положено выделение различных по размерам однотипных в генетическом отношении рудных ассоциаций, связанных с определенными фациями пород, метаморфизмом, гранитизацией и особенностями геологической структуры.

Исходя из этого, на территории развития Украинской железорудной провинции могут быть выделены структурно-металлогенические зоны, которые, в свою очередь, поддаются расчленению на рудные пояса, рудные зоны, рудные поля. Соответственно могут быть намечены пояса, зоны и поля повышенной металлоносности или минерализации, в пределах которых еще не вскрыты промышленные месторождения.

В пределах Украинской железорудной провинции выделяются четыре крупные структурно-металлогенические зоны, каждая из которых характеризуется определенными литологическими и структурными особенностями, а также развитием стадий метаморфизма и гранитизации. Эти зоны также отличаются комплексом месторождений и рудопроявлений, возникших в ходе их геологического развития (см. рис. 7).

Криворожско-Кременчугская структурно-металлогеническая зона, расположенная на западной окраине провинции, представляет собой корню наиболее сохранившейся части геосинклинальной системы. Зона характеризуется развитием пород верхней железисто-кремнисто-сланцевой серии, сложенных в сжатые и опрокинутые на восток синклинали и моноклинали, часто расчлененные разрывными структурами на блоки. Выделяются следующие фациальные типы отложений в возрастной последовательности: вулканогенные (метабазиты), нижняя терригенная свита, эффузивно-метаморфогенные (тальковые сланцы), средняя хемогенная железорудная свита и верхняя терригенная свита. К этой зоне приурочена подавляющая часть богатых и бедных промышленных месторождений железных руд Украины. Внутри Криворожско-Кременчугской структурно-металлогенической зоны выделяются два пояса.

Внутри этих поясов в свою очередь выделяются рудные зоны и рудные поля, представленные месторождениями и рудопроявлениями, возникшими на разных стадиях и этапах развития подвижной зоны.

Верховцево-Никопольская структурно-металлогеническая область расположена в центральной части железорудной провинции и представляет собой наиболее поднятую антиклинальную часть подвижной зоны. Территория этой области сложена нижней сланцево-метабазитовой серией, содержащей маломощные слои железисто-кремнистых пород. Здесь наблюдаются высокие ступени метаморфизма пород и обширные поля мигматитов. Крупные останцы метабазитов и сланцев с прослоями железисто-кремнистых пород представляют собой районы Верховцевских, Сурских и Никопольских аномалий. Породы интенсивно складчатые, в редких случаях прорваны жилами ультрабазитов и токовских гранитов. Эта область имеет ряд метаморфогенных место-

рождений бедных железных руд и множество рудопроявлений богатых магнетитовых руд, сульфидов меди, железа, кобальта, молибдена и других металлов.

Из-за недостаточной изученности этой области выделить в ней более дробные структурно-металлогенические подразделения не возможно.

Белозерско-Запорожская структурно-металлогеническая зона, подобно Криворожско-Кременчугской, расположена восточнее Верховцевско-Никопольской зоны и представлена наиболее сохранившимся разрезом геосинклинальной системы. Она включает в себя метаморфические породы и мигматиты, развитые широкой полосой в пределах Белозерско-Конкско-Славгородской полосы.

В пределах Белозерско-Запорожской структурно-металлогенической зоны, по предварительным данным, можно выделить Белозерско-Конкский железорудный пояс, в строении которого участвуют породы железисто-кремнисто-сланцевой серии.

Орехово-Павлоградская структурно-металлогеническая зона находится на восточной окраине провинции и выражена рядом магнитных аномалий, образующих широкую полосу субмеридионального простиранья.

В строении зоны участвуют мигматиты, гнейсы и осадочно-эффузивные породы, представленные метабазами, кварцитами, сланцами и железистыми кварцитами; осадочно-эффузивные породы находятся в мигматитах в виде разобщенных сланцев. Породы характеризуются высокой степенью метаморфизма (фаии гранато-амфиболовых и пироксеновых сланцев и кварцитов) и широким проявлением магнезиально-железистого метасоматоза.

КАЙНОЗОЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

История развития и процесс минерализации. На протяжении длительного периода (от докембрия до четвертичного периода включительно) в условиях платформенного существования образовывались экзогенные месторождения, а гипергенными процессами изменялись и обогащались некоторые из ранее созданных эндогенных месторождений.

В мезо-кайнозое продолжалось формирование коры выветривания; на мета- и ультрабазах образуются месторождения бокситов и никеля. В это время происходит и концентрация рудных минералов в осадках различного генезиса (морские и континентальные). Благоприятные условия в формировании рудных месторождений в осадках определяются наличием коренных источников питания сильно разложившихся кор выветривания и палеогеографической обстановкой.

Движения земной поверхности в пределах железорудной провинции обусловили смену континентальных и морских фаций, что привело к сложному чередованию пород различного литологического состава и сложному распределению рудных месторождений.

Наибольший интерес в образовании рудных месторождений представляют осадки кайнозоя, широко распространенные на территории провинции и прилегающих районов. В конце мела и в начале палеогена преобладал континентальный режим, благоприятствующий формированию бокситовых залежей (Южноингулецкая зона метабазитов, Чартомлыкские аномалии и др.).

В позднем эоцене происходило опускание щита и значительная часть его погрузилась под уровень эоценового бассейна.

В олигоцене происходило обмеление морского бассейна. В мелко-

водных прибрежных участках формировались крупные марганцевые залежи окисной и карбонатной марганцевой руды (Ингулецкий, Никопольский и Большевикмакский районы).

В конце олигоцена и в первую половину миоцена бассейн постепенно сокращался. В мелководном море, а также в древних речных долинах накапливалась толща белых кварцевых песков (полтавская свита). Эти пески на отдельных участках железорудной провинции обогащались редкометальными минералами за счет размыва более древних осадков и коры выветривания докембрия. В позднем миоцене в результате трансгрессии сарматского моря частично размывались металлоносная кора выветривания и россыпи третичного времени.

В связи с этим в прибрежных морских песках местами образовывались мощные толщи концентратов тяжелых минералов.

На протяжении плиоцена морские бассейны были расположены в основном в пределах Причерноморской впадины и, частично, по южному склону Приазовского массива.

В мелководном киммерийском море формировались железорудные месторождения (Азовско-Керченский железорудный бассейн).

В плиоценовых и четвертичных речных долинах накапливались мощные аллювиальные осадки, местами металлоносные.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

В пределах развития платформенных осадочных отложений и коры выветривания можно выделить следующие металлогенические области и районы.

Никопольская марганцевая фацциально-металлогеническая область, располагающаяся в пределах Ингулецкого, Никопольского и Большевикмакского районов. В ней выделяются марганцево-карбонатные руды, развитые преимущественно в Большевикмакском районе, и марганцево-окисные руды, развитые в Никопольском и Ингулецком районах.

Керченская железорудная фацциально-металлогеническая область, расположенная в пределах Керченского полуострова и Приазовья. Руды этой области представлены пластами ожелезненных песчано-глинистых пород с включениями оолитов бурого железняка.

Приднепровский район рудных россыпей, представленный песчаными породами сарматского и полтавского возраста, обогащенными рудными минералами.

Высокопольский бокситовый район, находящийся на междуречье Днепра и Ингульца и приуроченный к коре выветривания метабазитов.

Девладовский район никелевых рудопоявлений, приуроченный к коре выветривания ультрабазитов.

КРИВОРОЖСКО-КРЕМЕНЧУГСКАЯ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Зона ограничена с запада Кировоградским блоком, с востока ее границей принято считать поле саксаганских плагиоклазовых гранитов. Криворожско-Кременчугская зона — наиболее крупная и лучше изученная среди других докембрийских зон, входящих в состав Украинской железорудной провинции. Восточная ее часть — субгеосинклинальная — зафиксирована в виде сильно сжатых и опрокинутых на восток синклиналей или моноклиналей, разорванных тектоническими разломами и усложненных складчатостью.

Продолжение складчатой зоны обнаружено геофизическими работами на больших глубинах в кристаллическом основании Днепровско-Донецкой впадины, севернее оно выражено в железистых породах Курской магнитной аномалии Русской платформы, а на юге — в магнитных аномалиях, прослеженных в глубинах Причерноморской впадины. Криворожско-Кременчугская зона делится на две части — восточную и западную.

Восточная часть характеризуется наиболее полным разрезом метаморфических пород криворожской серии. Здесь вскрываются пласты нижней, средней и верхней свит общей мощностью свыше 5—6 км. Эти породы образуют сложный синклиниорий, наиболее погруженные части которого, вероятно, опускаются на глубины, превышающие эту мощность. Породы криворожской серии обычно сильно изменены метасоматическими процессами и ультраметаморфизмом.

Метаморфизм пород не одинаков, породы изменяются от аспидных до кристаллических сланцев; сколько-нибудь значительного развития гранитизации в пределах этой полосы не наблюдается.

Западная часть — субплатформенная, характеризуется развитием гнейсов и гранитов с останцами вулканогенно-осадочных пород и многочисленных пегматитовых образований*. Отличительными особенностями этой части зоны являются:

а) кварцито-сланцевый комплекс с подчиненным количеством относительно маломощных линз, прослоев и пластов железисто-кремнистых и метаморфизованных основных пород;

б) интенсивная гранитизация, приведшая к образованию полей мигматитов с останцами метаморфических пород.

В формировании структурно-металлогенической зоны можно выделить четыре основных этапа:

1. *Начальный и ранний этапы.* С этим этапом связаны вертикальные движения района формирующейся зоны. Криворожско-Кременчугская геосинклиналь в этот период расчленяется на три кулисообразно расположенных бассейна или интрагеосинклинали — Саксаганскую, Желтореченскую и Галещинскую. Накопление вулканогенных, терригенных и железисто-кремнистых образований в каждой из них происходило с некоторым своеобразием вследствие индивидуальных особенностей развития.

В начальный этап накопилась осадочно-вулканогенная свита (K_0).

В ранний этап происходило разрастание бассейнов. Устойчивое опускание нарушилось поднятием, выразившимся в образовании терригенной свиты пород (K_1), которое затем сменилось длительным опусканием, излияниями ультраосновных магм и хемогенными осадками железисто-кремнистой формации (K_2). К этим этапам развития подвижной зоны относятся образования осадков нижней и средней свит криворожской серии и пород Ингулецкого (восточного) пояса.

2. *Средний этап.* Этот этап развития подвижной зоны характеризовался преобладанием поднятий над опусканиями, что привело к горообразованию и созданию мобильного складчатого пояса. В начале этого процесса произошло изменение фаций осадков от преимущественно химических — железисто-кремнистых — до тонко- и грубообломочных, соответствующих верхней терригенной свите (K_3). Развитие тектонических процессов привело к образованию сложных продольных и поперечных складчатых структур подвижной зоны, сопровождающихся послойным течением материала.

* Сочленение западного и восточного рудных поясов в настоящее время мы наблюдаем по Западному надвигу.

Метаморфизм осадков, вызванный складкообразованием, привел к уплотнению и перекристаллизации первичноосадочного материала. Дальнейшие восходящие напряжения вызвали разломы уже более или менее жестких пород. Так возникли и развивались крупные сбросы: Тарапаковский, Саксаганский, Восточный и др.

Для среднего этапа характерен метаморфизм и гранитизация пород, которые определяют металлогенические особенности подвижных зон. С ними связаны метаморфизованные и метаморфические месторождения.

3. *Поздний и конечный этапы.* В эти этапы происходит дальнейшее формирование ранее созданных разрывных структур и образование поперечных и диагональных разрывов, по которым развивались плагиоклазо-микроклиновые гранитоиды (днепровского типа) и малых интрузий — диабазовые дайки и жилы кислых пород. К поздним этапам, к стадии постгранитизации, относятся гидротермальные процессы, сопровождавшиеся образованием месторождений и рудопроявлений сульфидов свинца, цинка в кварцевых жилах, сульфидов меди в кварцево-карбонатных жилах, жил амфиболового асбеста, апатито-цирконовых руд и редкометальной минерализации.

4. *Платформенные этапы.* Эти этапы характеризуются формированием мощной коры выветривания и глубоко проникающей линейной зоны окисления с образованием богатых гематито-гематитовых и мартитовых железных руд, а также изменением и обогащением магнетитовых руд метаморфогенного происхождения.

В кайнозой сформировалась остаточная кора выветривания на мета- и ультрабазитах с образованием месторождений бокситов и никеля и россыпных месторождений рутила, циркона и ортита в песчаных фациях палеогена и неогена.

Металлогенический анализ Криворожско-Кременчугской структурно-металлогенической зоны позволил выделить в ней следующие рудные комплексы и рудопроявления:

1. Осадочные метаморфизованные бедные руды (железистые роговики и джеспилиты) и богатые руды верхней свиты;

2. Месторождения метаморфических гематито-магнетитовых руд в складчатых кристаллических сланцах и железистых роговиках;

3. Вкрапленные сульфиды и акцессорный циркон и рутил среди метаморфизованных песчаников и конгломератов нижней свиты;

4. Вкрапленные и жильные рудопроявления титаномагнетита, меди в останцах метаморфизованных пород среди мигматитов;

5. Вкрапленные руды в зонах смятия, сбросах и надвигах или оперяющих трещинах среди метаморфических пород, удаленных от полей гранитизации;

6. Карбонатно-кварцево-асбестовые жилы среди железистых роговиков;

7. Железные руды, измененные в процессе гипергенеза;

8. Метаморфизованные нерудные месторождения кварцитов, мраморов, тальковых сланцев, графита, кровельных сланцев и многих других нерудных ископаемых.

Все эти месторождения и рудопроявления в пределах структурно-металлогенической зоны показаны на карте (рис. 11).

На основании геологоструктурных особенностей, однотипности ведущих месторождений и рудопроявлений, сформированных в субгеосинклинальных или субплатформенных условиях, внутри Криворожско-Кременчугской структурно-металлогенической зоны выделяются рудные пояса: Криворожско-Кременчугский рудный пояс (соответ-

ствующий по своему расположению восточной части зоны) и Ингулецкий рудный пояс (соответствующий западной части зоны). Пояса протягиваются через всю структурно-металлогеническую зону (рис. 11).

Внутри рудных поясов выделены рудные зоны, которые представляют собой группу однотипных месторождений, приуроченных к одной складчатой зоне (например, Саксаганская железорудная зона). Во многих случаях на карте выделяются и такие зоны, в составе которых еще не вскрыто промышленных месторождений, но известно множество точек рудной минерализации.

Криворожско-Кременчугский рудный пояс

Этот пояс охватывает метаморфогенные месторождения бедных и богатых железных руд в пределах железорудной свиты; он прослеживается с севера на юг по всему простиранию структурно-металлогенической зоны в виде редко прерывающейся полосы, включающей множество месторождений бедных и богатых метаморфизованных железных руд. К этому же поясу отнесен ряд участков рудной редкометальной минерализации, развитой по разрывным нарушениям и обязанной своим происхождением гидротермам, а также участки развития асбеста, мраморов и др. В рудном поясе по структурным признакам выделяется ряд рудных зон, наиболее значительным из которых дается более или менее детальная характеристика, для остальных указано положение на металлогенической карте и очень кратко описаны их геологические особенности.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ЗОНЫ

Южнокриворожская железорудная зона

Зона расположена в южной части Криворожского района между ст. Николо-Козельск на юге и г. Кривым Рогом на севере. Протяженность зоны — 34 км, ширина — от 150 до 5 км.

Южнокриворожская зона в литолого-стратиграфическом отношении приурочена к железистым роговикам средней свиты криворожской серии, в структурном отношении — к Лихмановской синклинали, Тарапако-Лихмановской антиклинали и Основной синклинали.

В породах средней свиты, слагающих Южнокриворожскую зону, широко распространены сульфиды, карбонаты, жильный кварц.

Распределение сульфидов в породах весьма неравномерное, чаще это тонкие (1—3, редко 5 мм) ветвящиеся прожилки, гнезда, вкрапления, располагающиеся по слоистости и секущие ее. Сульфиды представлены главным образом пиритом, в подчиненном количестве содержатся халькопирит и пирротин.

В первом и втором железистых горизонтах Тарапако-Лихмановской структуры наблюдается наряду с пиритом и карбонатом апатит в виде мелкой вкрапленности с размером зерен 0,015 мм. Мощность карбонатных и кварцевых жил достигает 20—30 см.

Участками по трещинам и в зонах смятия наблюдаются проявления щелочного метасоматоза (рибекита).

Зоны разлома характеризуются повышенной минерализацией. Так, в породах зоны Западного и Тарапаковского разломов наблюдается карбонитизация, крокидолитизация, пиритизация, окварцевание.

Необходимо отметить широкое распространение гранатов (альмандина) в сланцах первого — четвертого горизонтов Тарапако-Лихмановской структуры. Требуется детально их изучить для использования в качестве абразивного материала.

Южнокриворожская железорудная зона представлена несколькими крупными месторождениями магнетитовых, мартитовых роговиков и джеспилитов различных стратиграфических горизонтов. Магнетитовые разности железистых роговиков в настоящее время отрабатываются карьерами горнообогатительных комбинатов — Ингулецкого (ИНГОКа), Южного (ЮГОКа) и Новокриворожского (НКГОКа).

К железистым горизонтам зоны приурочены залежи богатых железных руд, часть которых, расположенная на контакте средней и верхней свит, эксплуатируется шахтами рудников им. Ильича и «Ингулец».

Железистые роговики и джеспилиты (руды, требующие обогащения)

Железистые роговики и джеспилиты слагают месторождения Основной синклинали (уч. Скелеватский магнетитовый южный — ЮГОКа) и Советской антиклинали (Скелеватский магнетитовый западный, Скелеватский магнетитовый восточный — уч. НКГОКа); Тарапако-Лихмановской антиклинали и Лихмановской синклинали (рудник «Ингулец» — уч. № 12 и др.).

Магнетитовые, гематито-магнетитовые и карбонатно-силикатно-магнетитовые роговики у висячего и лежащего боков толщи сменяются грубополосчатыми магнетито-силикатно-карбонатными и магнетито-карбонатными роговиками с прослоями силикатно-карбонатных сланцев. Эти роговики отличаются пониженным содержанием железа и повышенным содержанием карбонатов, силикатов.

Переход от зоны окисленных роговиков к практически неокисленным преимущественно постепенный.

Обогащаются эти железистые роговики методом магнитной сепарации.

В настоящее время породы пятого железистого горизонта не являются предметом эксплуатации горнообогатительных комбинатов. Но с применением и внедрением в практику обжиг-магнитного способа обогащения они будут широко использоваться. Пятый железистый горизонт представлен краснополосчатыми и серополосчатыми джеспилитами и джеспилитовидными железнослюдково-мартитовыми роговиками. Роговики к контакту лежащего бока резко сменяются грубо-слоистыми силикатно-карбонатно-магнетитовыми и силикатно-магнетито-мартитовыми роговиками.

Исходя из современного состава, возможной схемы седиментации осадков, железистые роговики и джеспилиты, слагающие Южнокриворожскую зону, можно рассматривать как метаморфизованные осадочные образования железисто-кремнистого и железисто-кремнисто-глинистого состава.

Во всех породах криворожской серии первичноосадочные составные части вследствие метаморфизма почти не сохранились; они подверглись перекристаллизации с возникновением многочисленных новообразований, составляющих породы современного вида. Горизонты, пласты и слои этих пород образуют складчато-разрывные структуры, в которых они не сохраняют первоначальную мощность, возрастную последовательность и многие признаки осадочных пород.

Каждый стратиграфический горизонт железорудной свиты представляет собой не что иное, как самостоятельный цикл седиментации различных осадков.

Залежи богатых железных руд

Рудные залежи Южнокриворожской зоны по характеру их распространения и генетическим особенностям можно разделить на несколько типов:

1. Рудные залежи железистых горизонтов, располагающиеся по контакту пород верхней и средней свит и отнесенные нами к метаморфическим образованиям, измененным в зоне гипергенеза. Залежи сравнительно выдержаны и довольно широко распространены в Лихмановской и Основной синклиналях.

2. Рудные залежи, приуроченные к четвертому и пятому железистым горизонтам. Большинство этих залежей находятся вблизи поверхности и являются продуктом гипергенного изменения железистых роговиков и джеспилитов (залежи «Скелеватская», «Советская» карьера № 4, 6. Зеленой и др.).

Однако встречаются, хотя и редко, руды метаморфического генезиса (залежь скв. 5200 в четвертом железистом горизонте, залежь Советской антиклинали в пятом железистом горизонте и др.).

Руды контакта пород верхней и средней свит

Эти руды приурочены к джеспилитам пятого железистого горизонта, залегают на контакте его с породами верхней свиты и прослежены, с некоторыми перерывами на протяжении 25 км. Наиболее интенсивное оруденение пятого железистого горизонта наблюдается в районе Лихмановской синклинали, где залежь сложена преимущественно рудами средней свиты.

Рудная залежь в замке синклинали представляет собой мощный рудный шток, полого уходящий к северу на глубину в связи с общим северным погружением шарнира складки. Рудные залежи, развивающиеся на крыльях синклинали, очевидно, являются столбообразными ответвлениями от шарнирного тела. Длина залежи намного превышает ее мощность.

Руды представлены мартитовыми и магнетитовыми разностями. Мартитовые, гематито-мартитовые, иногда бурожелезняково-мартитовые руды являются своеобразной «шляпой», располагающейся на головке крутопадающей рудной залежи.

В Основной синклинали и Тарапако-Лихмановской антиклинали руды средней свиты слагают лежащий бок залежи «Основная» и представлены гематито-магнетитовыми, железнослюдково-магнетитовыми разностями, в зоне окисления — магнетито-мартитовыми, железнослюдково-мартитовыми и гематито-мартитовыми.

Минералом, который дополняет минеральный состав джеспилитов и роговиков до состояния руды, является тонкодисперсный гематит. Количество последнего в отдельных прослоях достигает 75—80%, в то время как в роговиках и джеспилитах его количество составляет в среднем 30—40%.

По Я. Н. Белевцеву, образование этого типа руд довольно сложное и неоднофазное. Значительная общность состава рудных залежей и вмещающих пород дает возможность предполагать, что источником железа для формирования руд явились сами джеспилиты.

Переотложение железа и обогащение джеспилитов с образованием рудных тел имеет тесную связь с процессами магнезиально-желези-

стого и железистого метасоматоза и обусловлено, возможно, дислокационно-термальным метаморфизмом.

В условиях гипергенеза, в зоне окисления, параллельно с мартитизацией шел процесс обогащения руд, обусловленный растворением кварца, карбонатов, разрушением некоторых силикатов и выносом части компонентов из их состава. С другой стороны шло отложение гидроокислов железа, что также обогащало руды.

Рудные залежи четвертого и пятого железистых горизонтов

В толще железистых пород четвертого и пятого железистых горизонтов выделяются залежи пластообразной формы, располагающиеся вблизи контакта пород верхней и средней свит, и залежи неправильной формы среди выщелоченных джеспилитов и роговиков.

Состав руд соответствует составу вмещающих пород и изменяется от мартитового до хлорито-магнетитового в хлорито-магнетитовых роговиках.

В четвертом железистом горизонте в районе г. Кривого Рога по скв. 5200, 4340 на глубине 1200—1300 м встречена залежь руды, представленная несколькими пачками мощностью 0,5—10 м. Руды по минеральному составу, особенно по составу рудных минералов, аналогичны вмещающим роговикам, хлорито-магнетитовые, хлорито-магнетито-железнослюдковые, сохраняют полосчатую текстуру (чередуются существенно магнетитовые прослои и хлорито-магнетито-железнослюдковые).

Подобные рудные залежи встречены и в четвертом железистом горизонте Тарапако-Лихмановской антиклинали (Кандыбинская рудоносная полоса). Руды здесь сложены мартитом, магнетитом, железной слюдой с примесью амфибола и хлорита. Ширина рудоносной полосы — 50—70 м, прослежена на 800 м.

Данные руды являются также метаморфическими образованиями, измененными гипергенезом.

Второй тип залежей более широко распространен по сравнению с первым, особенно в районе Западноингулецкой синклинали (залежь «Скелеватская»), реже в Восточноингулецкой синклинали (залежь «Западная» и залежь карьера 4).

Залежи связаны с зоной выщелачивания, в связи с чем имеют гнездообразную форму, выклиниваются на глубину и представлены выщелоченными, обогащенными железом мартитовыми джеспилитами.

Рудные тела приурочены к участкам интенсивного развития изоклинальной складчатости и разрывов в железистых породах. Эти руды аналогичны «шелестухам» Саксаганской рудной зоны.

По Д. И. Ищенко, кремнезем в условиях зоны окисления в щелочной среде растворяется в воде и мигрирует в растворе, достигая зоны цементации, где может выпадать. Вынос кварца из железистых роговиков и джеспилитов приводит к увеличению пористости и тем самым способствует увеличению содержания железа.

Приуроченность залежей этих руд к железистым роговикам и джеспилитам, спорадическое развитие руд среди этих пород в участках интенсивной трещиноватости и смятия, затухание процессов оруденения с глубиной позволяют считать такие руды остаточными, возникшими в результате гипергенных процессов в зоне окисления.

Кроме руд мартитового состава, в зоне окисления на головах железистых и иногда сланцевых пластов встречаются бурожелезняковые руды типа «железистых шляп».

Перспективы зоны

Железистые роговики и джеспилиты — руды, требующие обогащения

Железистые роговики и джеспилиты Южнокриворожской железорудной зоны распространены до глубин залегания пород средней свиты соответствующих складок, и потому имеются значительные перспективы расширения их запасов как по площади, так и на глубину.

Богатые железные руды

Богатые железные руды Южнокриворожской железорудной зоны приурочены к породам четвертого и пятого железистых горизонтов средней свиты.

Рудные залежи рудника «Ингулец» располагаются в пятом железистом горизонте на контакте с верхней свитой и выполняют шарнир и крыло Лихмановской синклинали, однако до сего времени шарнир Лихмановской синклинали остался недоизученным. И поэтому не исключена возможность обнаружения на глубине богатых железных руд на участке в пределах шахты «Визирка» на юге и шахты «Новая» быв. Рахмановского рудоуправления — на севере.

Рудные залежи в районе Западно- и Восточноингулецкой синклиналей и Тарапако-Лихмановской антиклинали, залегающие на контакте с породами верхней свиты, являются комплексными. Руды средней свиты (метаморфического генезиса) слагают лежащий бок этих залежей. Перспективы распространения руд этого типа тесно связаны с рудами Ильичевской железорудной зоны.

Руды подобного генезиса встречены также среди железистых пород пятого и шестого горизонтов (залежь Советской антиклинали).

Наличие таких отдельных рудных залежей в четвертом и пятом железистых горизонтах свидетельствует о возможности встречи аналогичных рудных тел не только у контакта с породами верхней свиты, но и внутри железистых горизонтов.

В пределах Западноингулецкой и Восточноингулецкой синклиналей среди пород четвертого и пятого железистых роговиков известны довольно многочисленные залежи богатых железных руд — выщелоченных джеспилитов, распространяющихся до глубин 60—200 м. Залежи руд в основном приурочены к мартитовым роговикам и джеспилитам в зонах смятия, вблизи Тарапаковского, Екатерининского разломов и других разрывных нарушений.

Геологические предпосылки нахождения новых залежей богатых железных руд («шелестух») имеются в структуре Западноингулецкой синклинали.

Наличие многочисленных зон смятия по Тарапаковскому, Новокриворожскому разломам и другим сместителям в совокупности с перечисленными факторами на этом участке создают благоприятные условия для образования богатых железных руд гипергенного происхождения. Тем самым есть большие перспективы найти такие руды на глубинах до 300—500 м.

Первомайская и желтореченская железорудные зоны

Литологические, структурные и металлогенические особенности, общие для Первомайской и Желтореченской рудных зон и отличные от Центрального и Южного районов Криворожско-Кременчугской ме-

таллогенической зоны, позволяют рассматривать некоторые вопросы истории их развития совместно, в одном разделе.

Описываемые зоны распространяются на юг до балки Северной Червонной, на север до бывшего рудника им. Буденного. Рудное поле Первомайского рудника расположено севернее Саксаганского рудного района. Желтореченское рудное поле несколько обособлено от южных рудников и находится в одноименной полосе метаморфических пород, относящихся к породам криворожской серии.

Между рудными полями Первомайского и Желтореченского месторождений располагается Восточноанновская рудная зона.

Как Первомайское, так и Желтореченское месторождения сложены породами докембрийской железорудной формации с железорудными телами, образовавшимися преимущественно метасоматическим замещением вмещающих пород. Руды магнетитовые, гематито-магнетитовые представлены крупными телами пластообразной, линзообразной, реже штокообразной формы, залегающими в сланцевых и железистых горизонтах пород средней свиты криворожской серии. Для месторождений характерны крутостоящие складчатые структуры, осложненные поперечными продольными разрывными нарушениями, обусловившими блоко-глыбовую структуру отдельных участков. Р. П. Дубинкина (1957), длительное время изучавшая месторождения Северного района Криворожско-Кременчугской металлогенической зоны, справедливо отмечает, что здесь широко проявлен магматизм, более высокая степень метаморфизма пород и развиты процессы метасоматоза, отличающиеся по своей интенсивности от аналогичных процессов в других районах Криворожского бассейна.

В пределах Первомайской и Желтореченской зон широко развиты процессы гранитизации. Магматические породы принадлежат здесь двум складчато-интрузивным комплексам. К более древнему комплексу относится сланцево-гнейсовая серия и гранитоиды так называемого кировоградско-житомирского типа, создающие обширные поля мигматитов. К более молодому комплексу — эффузивно-осадочно-метаморфическая криворожская серия и гранитоиды днепровско-токовского типа, а также гибридные граниты, развитые восточнее Желтореченской зоны.

С первым комплексом связаны многочисленные типы пегматитов. Граниты днепровско-токовского типа местами залегают на контакте криворожской серии с мигматитами и секут подстилающую нижнюю свиту (Первомайская зона). На западной окраине Желтореченской зоны развивается наиболее крупная интрузия гранитов этого типа, залегающая согласно с общим простиранием пород криворожской серии и мигматизирующая их.

В ходе развития геологических структур неоднократно проявились эффузии ультраосновных и основных пород. На это указывает присутствие амфиболитов и тальковых сланцев в составе пород криворожской серии.

Литолого-стратиграфический разрез также существенно отличается от других зон, развитых среди пород криворожского типа.

В результате более высокой степени метаморфизма аркозовый горизонт, характерный для других рудных зон Криворожской полосы, здесь представлен слюдяными кварцитами, филлиты — биотитовыми сланцами, аспидные сланцы — куммингтонитовыми сланцами, слюдяные сланцы — альбититами.

Криворожская серия в пределах Первомайской и Желтореченской зон четко подразделяется на четыре свиты. Сопоставление более дроб-

ных стратиграфических единиц этого района с другими железорудными зонами Криворожского бассейна затруднительно и нумерация горизонтов по каждой из описываемых зон несколько условна.

Нижняя и средняя свиты имеют здесь значительно меньшие мощности. Нижняя свита, представленная слюдистыми кварцитами, слюдяными, биотито-полевошпатовыми и амфиболо-полевошпатовыми сланцами, отличается быстрой сменой фаций и резкими колебаниями суммарной мощности от 0 до 150 м. В средней свите отдельные горизонты выклиниваются, их общее число сокращается. В Первомайской рудной зоне количество железистых горизонтов — четыре, сланцевых — пять. В Желтореченской известны три не выдержанных по простиранию железистых и четыре сланцевых горизонта. Общая мощность средней свиты достигает 1200 м на юге Первомайской зоны, в остальных разрезах она значительно меньше.

В нижних горизонтах верхней свиты среди сланцев развиты доломиты и диопсидовые или актинолитовые кварциты, не имеющие столь широкого развития в остальных зонах бассейна.

Структурный план также имеет некоторые особенности. На юге Первомайской зоны породы криворожской серии имеют обычное для бассейна северо-восточное простирание и моноклинальное падение на северо-запад. В ее центральной части простирание меняется на северо-западное, при этом образуется крупная Первомайская синклиналь. Северо-западное крыло этой синклинали одновременно является юго-западным крылом Демуринской антиклинали. В ядерной части последней развито широкое поле гранитов и мигматитов, отделяющих Желтореченскую железорудную зону от Первомайской.

Породы криворожской серии в Желтореченской зоне образуют сильно сжатую, круто погружающуюся на север синклиналь.

Ее северо-западное крыло является северо-восточным крылом Демуринской антиклинали. Все породы криворожской серии разбиты крупными послойными, близкими к ним продольными и поперечными нарушениями на ряд крупных блоков.

Стратиграфия и структура описываемых зон достаточно подробно изложены в геологической литературе последних лет.

Метасоматические образования. В тектонически ослабленных зонах широко развивались процессы метасоматоза, проявившегося в результате просачивания поровых гидротермальных растворов.

Процессы метасоматоза, наложенные на породы криворожской серии в значительной степени изменили их состав, а в благоприятных структурах привели к накоплению промышленных концентраций железных руд. Особенностью процесса метасоматоза является их многостадийность, совмещенность различных стадий метасоматоза в пространстве, на сравнительно небольшой площади. Встречающиеся на месторождении парагенезисы минералов позволяют выделить крупные стадии метасоматоза:

1. Магнезиально-железный (железорудный метасоматоз);
2. Щелочной (натриевый);
3. Угристо-кальциевый (карбонатный);
4. Процессы окварцевания.

Железные руды размещаются в единой зоне рудной минерализации, образуя цепь рудных тел одного гипогенного типа. Они развиты по породам железистых горизонтов и по относительно бедным железом породам сланцевых горизонтов. Руды другого гипергенного типа, представленные бурыми железняками, гетитом и гетито-гематитом, к настоящему времени в основном отработаны.

В южной части зоны на месторождении «Красный партизан» развиты рудные тела саксаганского типа, сложенные гематито-мартитовыми и гетито-гематитовыми рудами. По содержанию железа руды относятся к богатым, не требующим обогащения. Все они кремнеземистые, кислые, несамоплавкие, содержание вредных (S, P, As, Zn, Pb) и полезных (Mn, V) примесей не превышает сотых долей процента. Кроме этих руд, широко распространены бедные руды, требующие обогащения, представленные магнетитовыми, гематито-магнетитовыми роговиками и амфиболовыми сланцами.

Мартито-гетито-гематитовые и бурожелезняковые руды как в Первомайской, так и в Желтореченской железорудных зонах распространены незначительно, а по своему вещественному составу аналогичны рудам других зон Криворожского бассейна.

Среди магнетитовых и гематито-магнетитовых руд по преобладающему развитию в них нерудных минералов выделяется четыре основных разновидности: амфиболо-магнетитовые и амфиболо-гематито-магнетитовые, кварцево-амфиболо-гематито-магнетитовые, эгирино-амфиболо-магнетитовые, карбонатно-магнетито-гематитовые.

Желтореченское железорудное месторождение приурочено к местам замыкания пород средней и верхней свит криворожской серии в сильно сжатой крутосклоняющейся Желтореченской синклинали и к плавным дополнительным изгибам этих пород в крыльях складки. Рудные тела месторождения по отношению к вмещающим породам, как правило, характеризуются пластообразными, линзообразными и столбообразными формами, развиваются на границах слоев, различающихся по составу и механическим свойствам. По условиям локализации рудных тел месторождение относится к комбинированным структурам. Основное значение при этом имеют складчатые структуры.

Железорудные тела располагаются в выдержанных послонных линейных зонах рудной минерализации. Отдельные рудные тела встречаются в секущих зонах. Линейные зоны находятся в породах верхних горизонтов средней свиты, в пределах крыльев складки и острого килевидного ее замыкания. В линейных зонах выделяются четыре участка железорудной минерализации, один на западном и три на восточном крыльях структуры. Все они представляют собой метасоматические образования, залегающие согласно с вмещающими породами, создавая рудные залежи: Ольховскую, Михайловскую, Главную СЗО и Восточную. Кроме того, в восточном крыле Желтореченской синклинали известны столбообразные и линзообразные рудные залежи: Южная кладбищенская, Средняя кладбищенская и Северная кладбищенская, приуроченные к крутосклоняющимся складчатым изгибам пород.

Восточноанновская железорудная зона

Восточноанновская зона железорудно-сульфидной минерализации находится между Первомайской и Желтореченской железорудными зонами, сложена породами средней свиты криворожской серии. В разрезе средней свиты этой зоны участвуют четыре сланцевых и три железистороговиковых горизонта, интенсивно измененных процессами щелочного метасоматоза. Породы средней свиты в пределах Восточноанновской зоны отличаются относительно выдержанным моноклинальным залеганием и падением под углом 80—90° преимущественно на запад (рис. 12).

В 3,5 км севернее с. Анновки породы криворожской серии заканчиваются у субмеридионального тектонического нарушения. В преде-

лах зоны широко развиты процессы метасоматоза с образованием щелочных амфиболов, эгирина, альбита. С альбитизацией связана акцессорная цирконовая и апатитовая минерализация.

Алексеевская железорудная зона

В Алексеевскую железорудную зону выделяются железистые роговики, приуроченные к Тарапаковскому разлому. Они прослеживаются

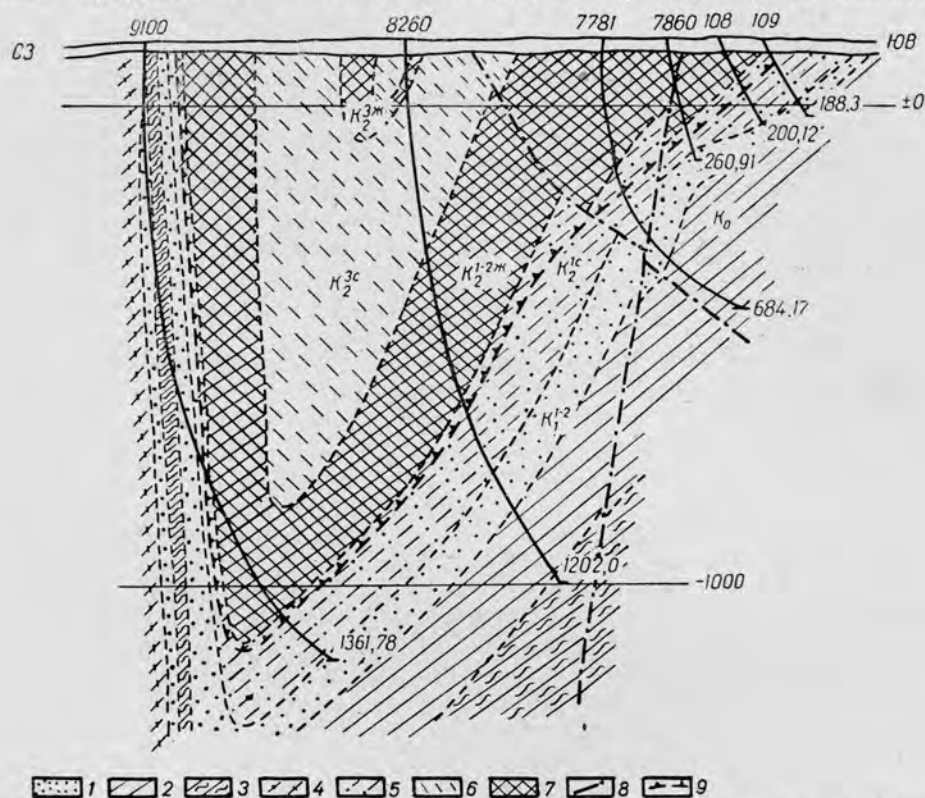


Рис. 12. Геологический разрез по скв. 9100, 7781 (Восточноанновская железорудная зона):

1 — кварциты, кварциты с пачками сланцев, кварциты с пачками гнейсов, K_0 и K_1 ; 2 — сланцы с прослоями кварцитов и гнейсов, K_0 ; 3 — гнейсы биотито-роговообманковые, K_0 ; 4 — мигматиты с останцами амфиболов, mPl_1 ; 5 — сланцы гранато-биотитовые, гранато-куммингтонитовые, K_2^{1c} ; 6 — сланцы магнетито-кварцево-куммингтонитовые и малорудные магнетито-силикатные роговики, K_2^{3c} и K_2^{4c} ; 7 — роговики магнетито-куммингтонитовые и гематито-магнетитовые с силикатами, $K_2^{1-2ж}$ и $K_2^{3ж}$; 8 — разрывные нарушения; 9 — контур Восточноанновской рудной зоны.

в виде непрерывной полосы длиной более 5 км на территории рудников им. Красной Гвардии и им. Ленина. Роговики представлены магнетитовыми, гематито-магнетитовыми, амфиболо-магнетитовыми, амфиболо-карбонатно-магнетитовыми разностями.

Омельниковская железорудная зона

Омельниковская железорудная зона находится в Кременчугском рудном районе в ряду так называемых Западнокриворожских полос. Простирается она с севера на юг вдоль русла Псла на протяжении 6 км при средней ширине 200 м. Структурно она принадлежит восточ-

ному крылу Омельниковской синклинали — одной из складок ниже-протерозойской складчатой области Криворожского бассейна. Омельниковская зона представлена перемежающимися крутопадающими пластами железистых роговиков и сланцев, образующих джеспилитовую формацию. Среди железистых роговиков встречаются небольшие залежи богатых железных руд гетито-мартитового состава.

Тарапаковская зона амфиболового асбеста

Тарапаковская зона амфиболового асбеста находится в районе рудника им. Ильича и приурочена к третьему и четвертому горизонтам железистых роговиков Тарапаковской антиклинали.

Амфиболовый асбест ассоциирует с кварцем, пиритом и кальцитом в виде тонких жил, располагающихся вкрест простираения пород. Около таких жил в магнетитовых роговиках развиты амфиболы того же состава, образовавшиеся путем замещения куммингтонита. Образование жил связано с проявлениями щелочного метасоматоза.

Глееватская зона амфиболового асбеста

Глееватская зона амфиболового асбеста находится западнее рудника им. Фрунзе и приурочена к седьмому железистому горизонту. Асбест встречается в парагенезисе с магнезиально-железистым карбонатом и редкими сульфидами и в большинстве случаев возникает метасоматически по магнезиально-железистому амфиболу.

Ильичевская железорудная зона

Ильичевская железорудная зона развита в районе рудников им. Ильича и Ингулецкого и приурочена к железисто-сланцево-песчанистой фации нижней части верхней свиты.

В структурном отношении Ильичевская железорудная зона связана с восточными крыльями Криворожской и Лихмановской синклиналей. Она представлена несколькими месторождениями осадочных метаморфизованных богатых железных руд. Кроме метаморфизованных руд, встречаются мелкие рудные тела, образовавшиеся в результате выветривания сидеритсодержащих сланцев.

Дзержинско-Фрунзенская зона мраморов

Дзержинско-Фрунзенскую зону составляет пласт мраморов, входящий в состав средней подсвиты верхней свиты (K_3^2) и являющийся типичным образованием лагунной формации. Мраморы залегают в толще графито-кварцево-сланцевых микросланцев, часто карбонатсодержащих. Преобладающими мраморами являются доломитовые, в меньшей мере кальцито-доломитовые и подчиненное положение занимают кальцитовые.

Красногвардейская и Новокриворожская зоны

Красногвардейская зона расположена на территории рудников им. Ленина, Красной Гвардии и XX партсъезда; она приурочена к метапесчаникам и метаконгломератам верхней части аркозового горизонта нижней свиты, слагающим восточное крыло Саксаганской синклинали.

Новокриворожская зона приурочена также к аркозовому горизонту нижней свиты и связана с песчано-конгломератовой фацией района ЮГОКа. В структурном отношении зона расположена на замыкании Основной синклинали.

Ввиду того, что Красногвардейская и Новокриворожская зоны связаны с одним и тем же горизонтом и обладают сходной акцессорной минерализацией, характеристики и соображения о генезисе минерализации приводят не раздельно по зонам, а в общем виде. Анализ мощностей и фаций метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород Криворожской структурно-фациальной зоны (Белевцев и др., 1960) позволяет прийти к заключению о накоплении кластических пород нижней свиты в ранние стадии заложения и развития передового геосинклинального прогиба.

Терригенные породы нижней свиты прослеживаются по всему восточному крылу Саксаганской синклинали, обладая резкой фациальной изменчивостью и непостоянством мощностей отдельных пластов, подгоризонтов и горизонтов (Стрыгин, Логинов, 1960). Так, в районе рудников им. Кирова, им. К. Либкнехта, им. Фрунзе мощность нижней свиты находится в пределах 100—150 м, в районе рудника им. Ленина — 300—350 м, а в районе ЮГОКа — 500—600 м.

Для участков резкого увеличения мощностей свиты характерно развитие конгломератов и акцессорной цирконовой и сульфидной минерализации.

Относительно малая протяженность мощных пачек конгломератов по простиранию (4—8 км) позволяет думать, что их скопления представляют собой конусы выноса палеорек. Накопление валунно-галечного материала нижних пластов конгломератов происходило, вероятно, за счет пород метабазитовой толщи. Для верхних пластов конгломератов характерны гальки жильного кварца и кварцитов, находки сульфидно-рудных галек и значительное распространение вкрапленных сульфидов. Материал этих конгломератов поступал за счет эрозии существенно кварцевых пород, которые вмещали, возможно, полиметаллическую минерализацию. Возможные остатки этих более древних пород могут быть встречены среди поля мигматитов и гранитов восточнее Криворожской полосы.

Типичными породами Красногвардейской и Новокриворожской зон, содержащими акцессорную цирконовую и сульфидную минерализацию, являются в основном разнообразные песчаники, кварциты, сланцы и конгломераты.

Конгломераты в верхних и нижних пластах различаются по составу кластического материала, а также по степени его окатанности. Нижние пласты и линзы конгломератов, залегающие на метабазитах, характеризуются сланцевой галькой, обычно плохо окатанной и густо сгруженной. Минеральный состав в гальках представлен биотитом и хлоритом, биотитом и серицитом, серицитом, кварцем, хлоритом и т. д. Конгломераты в верхней части разреза состоят в основном из гальки жильного кварца, кварцитов и кварцитовых песчаников.

Сульфиды (главным образом, пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит) в виде вкраплений и прожилков отмечаются в гальках жильного кварца и кварцитов. Наличие сульфидов в гальках имеет важное значение для суждения о генезисе сульфидной и другой минерализации в цементе песчаников и конгломератов.

Минерализация Красногвардейской и Новокриворожской зон выражена в содержании в отдельных слоях и пропластках песчаников и конгломератов циркона, зеленой слюдки, рутила и сульфидов.

Генезис акцессорной цирконовой и сульфидной минерализации является сложным. С несомненностью можно считать, что в ее формировании участвовали осадочный процесс и метаморфизм.

На связь с осадочным процессом указывает окатанность и обломочная угловатость отдельных зерен циркона, пирита, хромита, рутила и других минералов, наличие сульфидов в гальках и сульфидных галек, а также их послойный характер расположения. Сохранность кластогенных сульфидов и сульфидных галек указывает на то, что захоронение материала шло со скоростью, превышающей время разложения сульфидов в прибрежной зоне, обогащенной кислородом. Наличие кластических сульфидов указывает на то, что размыву подвергались более древние породы с сульфидной и, возможно, иной минерализацией.

Метаморфический процесс проявился на сульфидной и титанистой минерализации в перекристаллизации и укрупнении зерен, в образовании вкрапленных струйчатых и прожилковых выделений. Образование сульфидов при метаморфизме связано в основном, вероятно, с мобилизацией вещества в самой метаморфизируемой толще, хотя нельзя отрицать возможного привноса и из зон гранитизации.

Относительный возраст метаморфизма предполагается синхронным со складчатыми движениями; абсолютный возраст, по данным лаборатории ИГН АН УССР, определяется $1850 \cdot 10^{-6}$ млн. лет (обр. биотита, скв. 1543).

Красногвардейская и Новокриворожская зоны акцессорной цирконовой и сульфидной минерализации, по данным проведенных геолого-разведочных работ, оказались не существенными и не заслуживающими постановки поисковых работ на циркон и сульфидные руды. Однако из мировой практики известно, что в докембрийских песчаниках и конгломератах типа нижней свиты Кривого Рога находятся крупнейшие месторождения золота. Поэтому районы распространения конгломерато-песчано-сланцевых пород типа нижней свиты криворожской серии, особенно в участках увеличения мощностей, являются перспективными на поиски месторождений названного типа.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ ЗОНЫ, ИЗМЕНЕННЫЕ ГИПЕРГЕНЕЗОМ

Саксаганская железорудная зона

Саксаганская железорудная зона располагается в пределах Саксаганского района Кривбасса, прослеживаясь на протяжении 30 км от рудника им. Ильича на юге до рудника им. Ленина на севере в виде полосы шириной 1,5—2,5 км.

Здесь сосредоточены крупнейшие месторождения богатых и бедных железных руд.

В структурном отношении зона приурочена к восточному крылу Криворожского синклинория — Саксаганской синклинали и антиклинали, в стратиграфическом — к породам средней свиты криворожской серии (рис. 13).

Залежи богатых железных руд, составляющие отдельные месторождения Саксаганской зоны, приурочены в основном к Саксаганской синклинали, к ее шарниру и крыльям.

Шарнир Саксаганской синклинали погружается в северном направлении, в результате чего на руднике им. Дзержинского ядро синклинали выходит на поверхность, на руднике им. Кирова оно опущено на глубину 1000—1300 м и на руднике им. Ленина — находится пред-

стиранию и 50—150 м по мощности, разобщенных зонами интенсивно окисленных и выщелоченных пород. Процесс щелочного метасоматоза, проявившийся в железистых роговиках, привел к образованию эгирина, рибекита, железистого карбоната, сине-зеленой слюды, микроклина, кварца, магнетита, гематита, пирита и апатита. Эти минералы возникли путем замещения первичных минералов, а также путем выполнения секущих и послойных трещин, указывая на неразрывную связь метасоматоза с макро- и микротрещиноватостью пород.

Существование около эгиринизированных пород участков рибекитизированных и карбонатизированных пород, вероятнее всего, является проявлением зональности метасоматических образований. Данная минерализация наблюдается как в железистых роговиках, так и в железистых рудах.

В толще пород средней свиты встречены проявления сульфидов. Так, при проведении геологосъемочных работ в пределах рудника им. Кирова на горизонте 326 м в породах третьего—четвертого сланцевых горизонтов обнаружено около десяти сульфидно-карбонатно-кварцевых жил. Большая часть из них имеет весьма небольшую мощность от 1 до 10 см, и лишь две жилы достигают мощности 0,5—1,0 м. Приурочены они к складчатости открытого типа, заполняя пустоты растяжения в сводах антиклинальных и синклинальных складок, поэтому форма их неправильная, имеет вид мелких линз, гнезд и ветвящихся жилок. В жилах, кроме кварца, карбоната, обнаружены ковеллин, халькозин, арсенопирит. Жилы пространственно не оконтурены. Здесь же на гор. 326 м (при проходке ствола шахты им. Кирова) на контакте пород третьего сланцевого и третьего железистого горизонтов была встречена магнетитовая жила, мощностью 1,5 м, длиной 10 м.

Результаты проведенных анализов магнетитовой, сульфидной жил и ореолов их рассеяния показали отсутствие минералов Ni, Co, Cu, Ag.

Надо отметить, что кварцевые и сульфидные (сложенные в основном пиритом) жилы небольшой мощности широко распространены в породах криворожской серии.

В зонах разрывных нарушений наблюдается развитие турмалина. Так, по скв. 4787 (гл. 940, 71—942, 89 м) в зоне Восточного надвига на контакте пород первого сланцевого и талькового горизонтов встречены сланцы с большим количеством турмалина и рутила.

Маталлоносность пород. В основу характеристики металлогении Саксаганской железорудной зоны положены материалы изучения рудных залежей Кривбасса, полученные в результате проведения геологической съемки в 1954—1957 гг. трестом «Кривбассгеология», отделом металлогении ИГН АН УССР в содружестве с Днепропетровским горным институтом, и результаты работ геологоразведочных партий последующих лет.

Саксаганская зона объединяет подавляющее большинство месторождений Криворожского бассейна, имеющих наиболее мощные рудные залежи. Основной продуктивной толщей зоны являются тонкополосчатые железистые роговики и джеспилиты и, частично, хлоритовые и биотито-хлоритовые сланцы четвертого, пятого и шестого горизонтов средней железорудной свиты.

Наиболее интенсивное оруденение пород наблюдается в замке синклинали с постепенным, хотя и очень неравномерным, уменьшением его вверх на крыльях складки.

Железистые роговики и джеспилиты средней свиты, вмещающие залежи богатых железных руд, сами являются рудами, требующими обогащения.

Богатые железные руды. Рудные залежи, расположенные на крыльях и в замке синклинали, составляют основную массу железных руд Саксаганской зоны. Падение их в общем согласное с падением пород. Рудные столбы с глубиной имеют тенденцию к расширению и у шарнира Саксаганской синклинали соединяются, образуя крупные шарнирного типа залежи. Вследствие этого на рудниках, расположенных в южной части зоны, наблюдается слияние шести—восьми залежей в две-три, с общей площадью последних, превышающей суммарную площадь залежей, известную на вышележащих горизонтах.

Кроме того, выделяются еще несколько морфологических разновидностей рудных залежей.

Рудоносность, или насыщенность залежами различных горизонтов, железорудной формации не одинакова и меняется в очень широких пределах. Средний коэффициент оруденения для первого—второго железистых горизонтов составляет 0,011; четвертого сланцевого — 0,07; четвертого железистого — 0,011; пятого сланцевого — 0,087; пятого железистого — 0,14; шестого железистого — 0,024; седьмого железистого — 0,02.

В Саксаганской зоне выделяются два типа рудоносных структур: шарнир Саксаганской синклинали и поперечные складки на ее крыльях в виде пологих изгибов или флексур. Поперечные складки имеют ширину от 100 до 1000 м, высоту до 100 м.

От рудника им. Ильича на юге до рудника им. Ленина на севере вдоль всей Саксаганской зоны хорошо фиксируются следующие шесть узлов оруденения или шесть месторождений, связанных с развитием поперечных складок на крыльях Саксаганской синклинали и с замковой ее частью: 1) месторождение рудников им. Дзержинского и им. Кирова, 2) рудника им. Карла Либкнехта, 3) рудников имени Октябрьской Революции и им. Фрунзе, 4) рудника им. XX партсъезда, 5) рудника им. Красной Гвардии и 6) рудника им. Ленина.

Эти месторождения разделены участками неоруденевших железистых пород. Правда, глубокими скважинами, пробуренными трестом «Кривбассгеология» в последние годы между рудниками им. Кирова и им. Карла Либкнехта, установлены рудные залежи на глубинах 1000—1800 м.

Минеральный состав руд зависит от состава вмещающих пород. Характерной особенностью является приуроченность определенных типов руд к определенным железистым породам. Кроме известных и широко развитых в Саксаганской зоне мартитовых, гетито-гематитомартитовых и гетито-гематитовых руд, встречены магнетито-мартитовые и магнетитовые руды. Магнетитовые руды образуют залежь «Северную» шахты № 5 рудника им. Фрунзе и небольшое рудное гнездо на гор. 527 м рудника им. Ленина. Сидерито-мартитовые плотные руды встречаются очень редко и не имеют самостоятельного промышленного значения.

Глиноземистые руды характеризуются сравнительно низким содержанием железа (порядка 35—40%) и высоким содержанием глинозема (14—23%). От сланцев они отличаются повышенным содержанием железа и значительной пористостью. Руды, образованные за счет железисто-силикатных сланцев, широко распространены в южной части Саксаганской зоны на рудниках им. Дзержинского, им. Кирова, где они образуют самостоятельные рудные залежи в четвертом и пятом сланцевых горизонтах.

Характеристика отдельных месторождений богатых железных руд Саксаганской зоны довольно детально изложена в литературе.

Железистые кварциты — руды, требующие обогащения. Саксаганская железорудная зона представлена наряду с крупнейшими месторождениями богатых железных руд месторождениями железистых роговиков и джеспилитов, являющихся сырьем для обогащения. Железистые роговики магнетитового и гематитового состава слагают отдельные горизонты Саксаганской зоны — от первого до седьмого железистых горизонтов.

В настоящее время на территории зоны имеется пять участков распространения железистых пород, по которым подсчитаны запасы (уч. № 8, 6, 4, 3 и месторождение Б. Глееватки).

Участки № 8, 6, 4, 3 сложены гематитовыми роговиками и джеспилитами и приурочены к Саксаганской синклинали. Месторождение Большой Глееватки, которое разрабатывается карьером Центрального горнообогатительного комбината, представлено магнетитовыми разностями и расположено в пределах Саксаганской антиклинали.

Значительная часть железистых роговиков находится в пределах зон обрушения действующих шахт и в настоящее время не представляет промышленного интереса.

Участки № 8, 6, 4, 3 расположены на простирании пород пятого и шестого железистых горизонтов. В связи с тем, что руды этих участков сложены в основном гематитовыми разностями этих железистых горизонтов, в ближайшие годы отработка их не проектируется. Исследования технологических проб (в частности по уч. № 8) показали, что вполне удовлетворительные результаты обогащения получаются только при обжиг-магнитном способе обогащения. Исследование обогащения этих пород в тяжелых суспензиях, а также отсадкой и магнитной сепарацией на сепараторах высокой интенсивности не дали положительных результатов.

В генетическом отношении все руды Саксаганской зоны делятся на две большие группы: метаморфогенные и гипергенные.

В метаморфогенной группе выделяются метаморфические, образованные при интенсивной миграции железа, кремнезема и малых элементов железистых пород, вызванной динамотермальным метаморфизмом (магнетитовые руды), метаморфические, измененные гипергенным процессом, образованные при наложении гипергенных процессов на магнетитовые руды (мартитовые, гетито-гематито-мартитовые руды), метаморфизованные, образованные из богатых железисто-кремнистых осадков средней свиты (магнетитовые руды и железистые роговики, джеспилиты).

К гипергенным рудам относятся гетито-гематитовые руды и мартитовые «шелестухи», а также пористые и рыхлые мартитовые руды, роговики и джеспилиты, образованные за счет массивных магнетитовых руд и магнетитовых роговиков и джеспилитов.

Такое деление руд на два генетических типа в значительной мере условно, так как образование руд представляет собой сложный исторический процесс, заключающийся в последовательном и многостадийном развитии — преобразовании пород и руд, начиная от периода седиментации осадков до современного минералообразования в коре выветривания. В исторической последовательности к наиболее раннему этапу накопления железа относится седиментация и диагенез железисто-кремнистых осадков, заложивших основу всех железистых пород, а в некоторых местах — и богатых железных руд. Источником исходного материала железорудной свиты являлись кристаллические породы: гнейсы, метабазиты, ультрабазиты, мигматиты и граниты. Накопление осадков происходило в условиях формирования Криворожско-Кремен-

чугской фациальной зоны. Седиментация осадков характеризовалась одним трансгрессивным циклом, охватывающим образование эффузивных и грубообломочных осадков нижней свиты, хемогенных продуктов средней и кластогенных — верхней свиты. Диагенез выразился в минералообразовании, перераспределении и перекристаллизации вещества и его уплотнении — литофикации. Для этого периода характерно образование водных минералов (халцедона, опала, гидрослюд и др.), а также хлорита, сидерита, гематита и пирита.

Процесс концентрации железа в породах, приведший к образованию руд, относится к динамотермальному метаморфизму первой, главной, фазы тектогенеза Криворожского бассейна, связанному со средним этапом развития геосинклинальной зоны.

Складкообразование, истечение и расслоение железисто-кремнистых осадков вызывали прогревание и циркуляцию метаморфических растворов, что приводило к миграции железа, SiO_2 , магния, натрия, калия, кальция и алюминия, к перекристаллизации породы и возникновению различных парагенезисов минералов.

Для пород средней свиты характерны такие парагенезисы, как кварц—магнетит, кварц—магнетит—сидерит, серицит—биотит—кварц, хлорит—биотит—сидерит—кварц, хлорит—магнетит, куммингтонит—магнетит—кварц, эгирин—кварц, гематит—магнетит—кварц и др. В этот период железисто-кремнистые осадки превращались в кристаллические железистые роговики, джеспилиты и сланцы. В местах развития складчатости (преимущественно поперечной) и тонкой трещиноватости, где интенсивно циркулировали метаморфические растворы, перемещение компонентов породы, в первую очередь железа и SiO_2 , привело к образованию богатых магнетитовых и гематито-магнетитовых руд. Выделяются два генетических типа руд: метаморфические, к которым относятся железорудные залежи средней свиты, и метаморфизованные, к которым относятся руды нижней подсвиты верхней свиты.

Третьим процессом образования и изменения руд в условиях платформенного этапа был гипергенез и связанные с ним глубинные зоны окисления железистых пород и богатых железных руд. Гипергенез вызвал значительное перемещение железа, SiO_2 и других элементов, что привело к изменению плотных магнетитовых руд в рыхлые мартитовые и к образованию мартитовых руд в джеспилитах, гетито-гематитовых руд в железистых сланцах и руд «шелестух» в богатых железом роговиках и джеспилитах.

Все эти процессы накопления железа в осадках и породах рассмотрены в историческом аспекте в последовательном их развитии от периода седиментации до современного состояния. Важную роль в рудообразовании играли как метаморфические, так и гипергенные процессы.

В Саксаганской зоне сосредоточена основная масса богатых железных руд, составляющих около 90% всех запасов. Широко развиты и железистые роговики гематитового, гематито-магнетитового и магнетитового состава, являющиеся сырьем для горнообогачительных комбинатов.

Исходя из генезиса руд Саксаганской зоны и знаний геологоструктурных критериев, устанавливаются некоторые закономерности распространения рудных залежей на глубине. При всех возможных вариантах максимальная глубина распространения руд ограничивается шарниром Саксаганской синклинали, положение которого меняется от рудника им. Дзержинского на юге до рудника им. Ленина на севере с постепенным его погружением в северном направлении под углами от 5—10 до 20—25°. В связи с этим по геологическим данным глубина распростра-

нения железистых пород и руд в шарнире синклинали в районе рудников им. Красной Гвардии и им. Ленина составит 3—5 км.

Учитывая сочетание метаморфогенных и гипергенных процессов рудообразования, можно предположить некоторые сокращения рудных площадей и уменьшение содержания железа в рудах на глубинах, где влияние гипергенеза прекратится и маритовые руды сменяются магнетитовыми.

Таким образом, согласно представлениям о генезисе руд и структурным особенностям Саксаганской рудной зоны, можно вполне обоснованно предположить распространение главной массы рудных залежей на глубины, превышающие 2000—2500 м.

В настоящее время геологоразведочными работами освещены практически все известные в Саксаганской зоне рудоносные участки и месторождения богатых руд до глубины в среднем 1100—1200 м.

Основная масса запасов богатых железных руд приурочена к шарнирной залежи Саксаганской синклинали в пределах рудников им. Дзержинского и им. Артема (РУ им. Кирова) и составляет 56% всех учтенных запасов Саксаганского района. Наличие залежей шарнирного типа установлена скважинами на глубине 1000—1400 м (скв. 8005, 9696) в перерыве между рудниками им. Кирова и им. Карла Либкнехта. Предполагается продолжение залежей шарнирного типа на глубину дальше на север на всем протяжении Саксаганской зоны.

Самые глубокие подсечения залежей в пределах месторождений получены в последние годы в южной части рудника им. Карла Либкнехта скв. 7000 на глубине 1800 м, на руднике им. Октябрьской революции скв. 5862 на глубине 1350 м, скв. 7620 на глубине 1538 м на руднике им. Красной Гвардии, т. е. на всем простирании Саксаганской зоны установлены богатые железные руды на глубинах 1500 м.

Таким образом, дальнейшие перспективы Саксаганской зоны определяются, прежде всего, распространением рудных залежей на глубину порядка 2000—2500 м и более (в пределах месторождения), а также появлением новых рудных тел (ответвлений шарнирной залежи) в перерывах между месторождениями, начиная с глубин 1800—1200 м.

Прогнозные запасы Саксаганской зоны, подсчитанные на территории от рудника им. Артема (РУ им. Кирова) на юге до Анновской группы месторождений на севере на основании существующих геологических представлений о наличии залежи шарнирного типа и отходящих от нее рудных столбов в интервале глубин 1500—2500 м, превышают запасы рудников им. Дзержинского и им. Артема.

На общем фоне перспектив Саксаганской рудной зоны выделяется ряд небольших участков, где рудные залежи могут распространяться на глубинах 500—1000 м. Таким участком на руднике им. Ленина является «Пужмерки».

Также возможна встреча новых рудных тел и продолжение известных залежей на глубину в породах седьмого, пятого, четвертого, второго и первого железистых горизонтов на контакте пород средней и верхней свит.

Западноанновская железорудная зона

Западноанновская зона сульфидной минерализации расположена примерно параллельно Анновской зоне железорудно-сульфидной минерализации, в 2—5 км западнее последней. В строении ее принимают участие породы криворожской серии, залегающие моноклинально, с крутым (80°) падением на запад. Сульфидная минерализация приуро-

чена главным образом к северной части Западноанновской полосы, в районе хутора Петровского, и связана с гидротермальными процессами, развитыми в северном районе Криворожского железорудного бассейна.

Желтянско-Успеновская железорудная зона

Зона объединяет Желтянский, Попельнастовский, Николаевский, Млынковский и Успеновский участки и протягивается узкой полосой в меридиональном направлении от быв. рудника «Каллоти» в северной части Желтореченской полосы до Днепра. В геологическом строении зоны участвуют породы сланцево-амфиболовой, нижней, средней и верхней свит криворожской серии, отличаясь от аналогичных свит, выделяемых в Кривбассе, высшей ступенью метаморфизма и меньшими мощностями. Основным полезным ископаемым зоны являются железные руды, но отмечены также участки минерализации и проявления других полезных ископаемых, в частности никеля и кобальта.

Кременчугская железорудная зона

В Кременчугском районе, как и во всей Криворожско-Кременчугской структурно-металлогенической зоне, наиболее рудоносной является джеспилитовая формация, вмещающая все известные здесь месторождения железных руд.

Джеспилитовая формация богата и другими видами минерального сырья. В ней выделяются отдельные стратиграфические пласты пород, обогащенные никелем, кобальтом, глиноземом и другими металлами.

Кременчугская железорудная зона занимает всю площадь развития железисто-кремнистой формации в Кременчугской полосе метаморфических пород. Ее протяженность с юга на север составляет 45 км, ширина — 1—3 км. В Кременчугской полосе выделяются две синклинали: Горишнеплавнинская и Галещинская и одна разделяющая их антиклиналь — Белановская. С этими структурами связаны пространственные изменения мощностей и фациального состава всех пластов, пачек и железисто-кремнистой формации в целом.

Богатые железные руды приурочены к восточному крылу Галещинской синклинали, к круто падающим толщам пород джеспилитовой формации. Они связаны с линейной корой выветривания магнетитосидерито-кварцевых роговиков и магнетитовых джеспилитов, принадлежащих образованиям железисто-карбонатной и окисно-железистой фаций первичных морских осадков.

Первичное осадочное накопление огромных масс железа в толщах пород джеспилитовой формации дополнилось в железистых пластах Галещинской рудной зоны вторичным обогащением железистых пород в процессе гипергенеза уже в платформенный послепротерозойский период существования складчатой области. Это привело к локальной, очень высокой концентрации железа в богатых рудах, среднее содержание которого составляет 59%.

В джеспилитовой формации Кременчугской зоны выделяются отдельные стратиграфические горизонты (например, четвертый сланцевый), обогащенные минерализацией колчеданов.

Пласты колчеданов, занимающие в разрезах определенное стратиграфическое положение, характеризуются большой протяженностью по простиранию (более 20 км) и небольшой мощностью (1—6 м). В фациальном ряду осадков колчеданы Кременчугской полосы представляют собой образования железо-сульфидной фации, которая закономерно,

парагенетически сочетается с двумя другими геохимическими фациями: железисто-карбонатной и окисно-железистой.

В минеральном составе колчеданов принимают участие пирит (50—75% объема), хлорит, биотит, гидрослюда, роговиковый кварц, сидерит и пирротин.

Учитывая наблюдаемые фациальные различия колчеданов по простираанию, можно предполагать наличие участков с повышенной концентрацией никеля, кобальта, меди и других металлов в колчеданах.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ЗОНЫ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Зона редкометальной сульфидной минерализации Тарапаковского надвига

Зона сульфидной минерализации Тарапаковского надвига находится западнее рудников им. Ленина и им. Дзержинского; протягивается в меридиональном направлении на 20—25 км.

Минерализованная зона приурочена к Тарапаковскому надвигу, пересекающему железистые роговики и породы верхней свиты (сланцы, конгломераты). Минерализация надвига проявлена в широком метасоматическом развитии тремолита, доломита; в подчиненном количестве встречаются турмалин и апатит. С тремолитом и доломитом связана вкрапленность сульфидов (пирит, пирротин и реже арсенопирит), содержащих примеси никеля и кобальта. Мощность зоны сульфидной минерализации около 10—15 м.

Ингулецкий рудный пояс

Этот пояс охватывает метаморфогенные месторождения и рудопроявления железных руд, участки развития кварцитов, графита и мрамора, образовавшиеся в субплатформенных условиях, а также гидротермальные и пегматитовые зоны редкометальной минерализации и пространственно соответствует западной части структурно-металлогенической зоны.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ ЗОНЫ И ПОЛЯ

Марьяновское поле кварцитов и доломитовых мраморов

Поле расположено западнее Криворожской железорудной полосы на водоразделе рек Ингульца и Боковой в 3 км к западу от с. Марьяновки. Оно приурочено к восточной части гнейсово-сланцевой толщи Ингулецкой полосы. В Марьяновском поле выделяются два участка: Андреевский участок кварцитов, расположенный в восточной части поля, и Родионовский участок доломитовых мраморов, расположенный в западной части поля.

Петрово-Зеленовское поле мраморов

Петрово-Зеленовское поле кварцитов и мраморов протягивается полосой северо-восточного простираания в районе сел Петрово и Зеленое и включает ряд месторождений кварцитов и мраморов, приуроченных к карбонатной и сланцево-песчанистой фациям.

Петрово-Верблюжское графитовое поле

Петрово-Верблюжское графитовое поле располагается в районах б. Власовой у с. Петрово и р. Верблюжки; представлено слюдными гнейсами, содержащими значительное количество графита. В контакте с жилами красного гранита среди гнейсов располагаются залежи графита. Графит наблюдается главным образом в виде мелких выделений или относительно крупных чешуй; происхождение его метаморфогенное.

Ленинско-Петровская железорудная зона

Зона объединяет Петровский участок железистых кварцитов, участки Ленино-2 и Ленинский, расположенные последовательно с юга на север, и протягивается на расстояние до 30 км. Петровский участок является наиболее крупным. Железистые породы представлены тонкополосчатыми амфиболо-пироксено-магнетитовыми, амфиболо-магнетитовыми, амфиболо-магнетито-гематитовыми и мартито-гематитовыми роговиками.

Зеленореченская железорудная зона

Зеленореченская железорудная зона располагается в пределах Ингулецкого рудного пояса в районе с. Зеленого и х. Петровского. В пределах зоны выделяются следующие участки: Артемовский, Западно- и Восточнозеленореченский, Северозеленовский, Западный, Камчатский и х. Петровского (рис. 14). Железистые породы на разных участках представлены: магнетито-пироксеновыми, амфиболо-магнетитовыми, магнетитовыми, мартито-гематитовыми роговиками, среди которых встречаются небольшие залежи магнетитовых, мартитовых или бурожелезняковых руд.

Червоно-Братско-Лозоватская железорудная зона

Описываемая зона протягивается в меридиональном направлении на 20 км от с. Червоно-Братское на юге до р. Омельника на севере. Метаморфические породы, сохранившиеся в виде останцов среди гранитоидов, укладываются в относительно крупную синклиналию складку. Все железистые пласты выделены по данным магнитной и вариометрической съемки и только на отдельных участках они подсечены скважинами. В этих участках железистые породы представлены пироксено-амфиболо-магнетитовыми, амфиболо-магнетитовыми, гранато-амфиболо-магнетитовыми роговиками, переслаивающимися со сланцами различного состава.

ПЕГМАТИТОВЫЕ ПОЛЯ

Ореховское поле пегматоидов с редкометалльной минерализацией

Описываемое поле пегматоидов находится в Правобережном районе к западу от Николаевского участка, в пределах Ингулецкой полосы. Ореховское поле характеризуется повышенным содержанием циркона и ортита в отдельных интервалах пегматоидных жил. Микроклиноплагноклазовые пегматоиды секут толщу грюнерито-магнетитовых квар-

цитов, грюнеритовые и гранато-грюнеритовые сланцы, гнейсы, мигматиты и другие породы. Мощность жил различна и колеблется от 0,6 до 7,5 м.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

Карачуновско-Лозоватская зона сульфидной и железорудной минерализации

Зона расположена к западу от Криворожского железорудного бассейна, вытянута в субмеридиональном направлении на расстояние до 20 км при ширине около 4 км. Она сложена мигматитами, включающими останцы метаморфических пород криворожской серии. Наличие этих останцов среди мигматитов указывает на тесную связь в истории геологического развития Ингулецкого и Криворожского районов, расположенных в пределах единого Криворожско-Кременчугского рудного пояса. Сочленение пород Ингулецкого и Криворожского района проходит по Западному надвигу, по которому поднят блок ингулецких гранитизированных пород (Белевцев и др., 1960) (см. рис. 12).

Сульфидная минерализация устанавливается в пределах отдельных участков (Моисеевский, Родионовский, Моисеевско-Лозоватский и др.). В геологическом строении зоны принимают участие метаморфические, ультраметаморфические, метасоматические и жильные породы.

В основании метаморфического комплекса пород залегают гнейсы, амфиболиты, сланцы, аналоги которых имеются в породах Криворожской зоны. Аналогами зеленокаменных пород серии метабазитов Криворожской зоны являются амфиболиты, выходы которых наблюдаются в окрестностях сс. Лозоватки, Моисеевки, х. Веселый Кут и др. (Семененко и др., 1954).

На амфиболитах залегают кварциты и сланцы, которые являются аналогами пород нижней свиты криворожской серии. К породам нижней свиты, возможно, относятся марьяновские кварциты и кварциты, обнажающиеся на правом берегу р. Боковой против с. Андреевки.

Средняя свита представлена амфиболо-магнетитовыми кварцитами и биотитовыми сланцами. Железистые кварциты встречаются к западу от с. Моисеевки, в Донском овраге и далее на север р. Ингульца.

Верхняя свита сложена слюдястыми и углистыми сланцами, кварцитами, доломитами и биотитовыми гнейсами. Вскрытая толща доломитов, тремолито-карбонатных пород, кварц-биотитовых углистых сланцев и кварцитов на Моисеевском участке, по мнению Г. И. Каляева (1961), тождественна породам верхней свиты Фрунзенского участка.

Из мигматитов преобладают теновые (небулиты — Половинкина, 1939), встречаются послойные, агматиты. Из других разновидностей отмечаются сетчатые, очковые, плейчатые или складчатые мигматиты (Судовиков, 1955).

Полимигматиты — породы розового цвета, обусловленного развитием калиевого полевого шпата. Переходы от серых мигматитов к розовым полимигматитам обычно постепенные, иногда — резкие. Мигматиты массивного сложения названы мигматит-гранитами. В связи с тем, что мигматиты образуются по породам разного химического состава, претерпевшим различную степень переработки, они характеризуются большим разнообразием.

Несмотря на повсеместное распространение мигматитов, можно однако отметить, что метаморфические породы даже в пределах одной толщи гранитизированы не везде в равной степени. Большое влияние

на развитие процесса гранитизации, очевидно, оказывали первоначальная структура и состав гранитизируемых пород. Сохранность мощных толщ кварцитов, иногда железистых кварцитов в виде останцов, в условиях региональной гранитизации объясняется, очевидно, однородностью их химического состава (Мельник, 1962). Гранитизация нередко подчинена структуре, развиваясь вдоль тектонических трещин.

Контакты мигматитов с останцами метаморфических пород обычно постепенные. Взаимоотношения мигматитов и останцов метаморфических пород позволяют считать, что мигматиты образовались за счет пород криворожской серии в результате метасоматических процессов.

Общий характер зоны представляется в виде синклинальной структуры. Нередко породы смяты в мелкие складки, отмечены трещинные структуры. Широко распространены в районе структуры будинажа и микроскладки. Последние представлены сжатыми изоклинальными складками открытого типа. Простираение шарниров складок субмеридиональное, падение как крутое, так и пологое. Размах крыльев складок от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Погружение микроскладчатости такое же, как и в соседней — Тараповской — антиклинали, сложенной породами криворожской серии. В некоторых участках отмечается микроплойчатость шириной 0,1—4 см и сопряжение различных типов складок. Морфология мелких складок одинакова, что указывает на общность их происхождения.

Трещинные структуры развиты широко. Достаточно определенно среди трещинных структур выделяются трещины отдельности. Встречаются субмеридиональные, поперечные и диагональные трещины отдельности. Субмеридиональные трещины характеризуются юго-восточным падением под углом 10—20°. Поперечные трещины отдельности аналогично субмеридиональным имеют пологое юго-восточное падение под углом 10—30°. Диагональные трещины встречаются сравнительно редко. Трещины отдельности местами выполнены кварцевым или кварцево-полевошпатовым материалом.

Структуры будинажа в районе развиты широко. Формированию структур будинажа способствовали сильные тектонические движения и наличие в разрезе докембрийских пород, обладающих различной степенью пластичности и по-разному реагирующих на деформации. Не одинаков не только состав будин, но также и состав межбудинных vyplнений. Структуры будинажа приурочены к гранитизированным породам, что указывает на формирование этих структур в период процесса ультраметаморфизма в связи с дифференциальными движениями. О действии движений после процессов ультраметаморфизма или в регрессивную стадию этого периода свидетельствуют структуры будинажа жильных гранитов и кварцевых жил. Будинированными являются пласты кварцитов, железистых кварцитов, жилы кварца, аплита, пегматита, гранита, заключенных в мигматиты и сланцы. Некоторые будины метаморфических пород разбиты нитевидными трещинами, выполненными кварцевым материалом или сульфидными минералами. Будины кварцитов, жильного гранита, кварца обычно имеют линзовидную или округлую форму. Вокруг будин в мигматитах наблюдаются биотитовые каемки.

Дизъюнктивные нарушения представлены крупными зонами милонитизации, зонами скалывания и зонами вторичного расщепления. Зоны милонитизации, дробления широко развиты на участках Моисеевка и Моисеевка — Лозоватка.

Метасоматиты представлены эпидозитами, скарноподобной породой, магнетито-ильменитовыми и другими полиминеральными и моно-

минеральными образованиями. Метасоматиты наблюдаются на контакте мигматитов с останцами метаморфических пород, среди останцов и редко в мигматитах. Обычно метасоматические образования контролируются тектоническими структурами.

Комплекс жильных пород представлен жилами гранита, пегматита, аплита, дайками диабазов, секущими разнообразными породами. Жилы аплита, пегматита и гранита встречаются среди мигматитов и менее развиты среди останцов метаморфических пород. Пегматитовые жилы, как правило, имеют зональное строение: параллельно зальбандам располагаются зоны различной структуры и минерального состава, чаще аплитовые. В зональных пегматитах нередко центральная часть жилы представлена кварцем. Вокруг пегматитовых жил обычно наблюдается биотитовая каемка. Дайки диабазов в районе широко распространены. Простираются дайки субмеридионально с крутым падением на север. Мощность даек от нескольких сантиметров до десятков метров.

Рудоносность. В пределах зоны известны метаморфогенные месторождения железа, а также рудопоявления железа, титана, меди метасоматического и гидротермального генезиса (Белевцев и др., 1960а, 1960б, 1960в, Мельник, 1960).

Железные руды. По ряду скважин на Моисеевской магнитной аномалии и севернее пос. Ингульца встречены железные руды. Железные руды обоих участков тождественны по своему составу и структурно-текстурным свойствам. Они встречаются в виде пачек или отдельных гнездообразных обособлений среди серых мигматитов и магнетитовых кварцитов. Мощность пачек от 0,2 до 1,5 м. Контакты с вмещающими породами постепенные.

Руды обычно черного или темно-серого цвета среднезернистого, реже крупнозернистого сложения, в основном массивной, реже полосчатой текстуры. В составе железных руд отмечаются: магнетит до 50%, ильменит до 15%, биотит 10—39%, роговая обманка от 7 до 25%, часто крупнокристаллическая; в качестве примеси содержатся: кварц, карбонат, гематит, пирит, халькопирит, апатит, единичные зерна турмалина. Участками магнетитовые руды обогащены пиритом и халькопиритом, которых бывает до 10%. Структура руды обычно аллотриомсрфнобластовая.

Содержание железа в рудах колеблется от 39,5 до 50%, SiO_2 — от 13 до 23%. Кроме того, имеется TiO_2 в количестве до 3,7%.

Спектральными анализами в рудах установлены десятки доли процента Zn; сотые Ni, Co, Cr; следы Ge, Se; в отдельных пробах Pb, Zn, Y.

Образование руд, вероятно, следует рассматривать как частное явление, имеющее место при регионально протекающем процессе гранитизации пород, так как вокруг останцов железистых кварцитов часто наблюдается реакционная кайма амфиболо-магнетитового состава мощностью 0,5—2 см.

Практического интереса руды не представляют ввиду крайне незначительных масштабов оруденения.

Сульфидная (медная, висмут-медная, никель-медная, свинцовая) минерализация образует полосы типа зальбандов (Богданович, 1912—1913). Полосы приурочены к тектоническим зонам нарушения (зонам милонитизации, дробления, скалывания и вторичного расщепления). Простираются тектонических зон субмеридионально, падение крутое как западное (участок Моисеевка), так и восточное (участок Моисеевка—Лозоватка).

Остановимся на характеристике отдельных участков.

Моисеевский участок находится на левом берегу Ингульца. По данным геохимического опробования, здесь устанавливается несколько полос, характеризующихся повышенными (сотые, иногда десятые доли процента) содержаниями меди, свинца, изредка молибдена (общий фон по району для меди и свинца — 0,001%). Полосы повышенного содержания меди, свинца протягиваются в субмеридиональном направлении на несколько сотен метров. Они приурочены к зонам скалывания, милонитизации и дробления. Зоны скалывания представлены серией субпараллельных трещин, которые секут слоистость метаморфических пород под острым углом. Формирование трещин скалывания сопровождалось развитием трещин оперения. В зонах скалывания отмечаются наиболее выдержанные по простиранию и падению крутопадающие субмеридиональные трещины, сыгравшие важную роль в размещении сульфидных минералов. На Моисеевском участке установлены первая Восточная, вторая Восточная, Западная и Диагональная зоны скалывания и несколько зон милонитизации.

Первая Восточная зона скалывания простирается в субмеридиональном направлении. Мощность ее 10—30 м, падение на северо-запад под углом 60—80°. Трещины скалывания отчетливо проявлены в останцах метаморфических пород и менее выражены в мигматитах. Вблизи трещин наблюдается изгиб слоев и дробление пород, сопровождаемое образованием тектонической брекчии. Местами трещины выполнены глиной трения мощностью от долей миллиметра до нескольких сантиметров. На плоскостях трещин наблюдаются следы перемещений в виде зеркал скольжения и борозд вдавливания. Иногда отмечается система пересекающихся плоскостей смещения, которые образуют зоны тектонического переслаивания маломощных прослоев различных пород.

Вторая Восточная и Западная зоны скалывания протягиваются в субмеридиональном направлении параллельно первой Восточной. В зонах отмечается дробление, разлिनзование и милонитизация пород и сульфидная минерализация.

Зоны вторичного рассланцевания, сопровождаемые образованием динамосланцев, имеют субмеридиональное простирание, крутое падение на запад-северо-запад. В зонах рассланцевания по многочисленным субпараллельным плоскостям наблюдаются следы скольжения.

Зоны милонитизации наиболее отчетливо проявлены в мигматитах. Простирание зон милонитизации субмеридиональное, падение крутое (60—80°) западное-северо-западное. Мощность их — несколько десятков метров, расположение кулисообразное.

Сульфидная минерализация приурочена к описанным выше дизъюнктивным нарушениям. Мощность полос сульфидной минерализации несколько десятков метров. В целом полосы характеризуются низким содержанием меди (сотые, иногда десятые доли процента) и других рудных элементов. Однако в пределах этих полос встречаются сульфидные жилы и участки оруденелой брекчии, отличающиеся высоким содержанием меди — десятые доли процента. Мощность жил — несколько сантиметров. Жилы имеют четкие зальбанды и контролируются трещинами скалывания. Простирание жил субмеридиональное, падение западное под углом 60—90°.

Минеральный состав сульфидных жил колеблется и местами характеризуется большим разнообразием. Главнейшими минералами руд являются халькопирит и пирит. Существенно халькопиритовые руды содержат: халькопирита — 5—50%, пирита — 0—15%, магнетита — 0,5—15%, ильменита — 0,1—3%, пирротина — 0—10%, халькозина — 0—3%, кубанита — 0—2%, марказита — 0—10%. В небольшом коли-

честве содержится валлериит, борнит, ковеллин, самородный висмут, висмутин, сульфовисмутиты меди, паркерит, пентландит, кобальтин и гетит. Из нерудных минералов в рудах встречается кварц, полевые шпаты, амфиболы, биотит, карбонаты и в небольшом количестве — пироксены, турмалин, сфен, хлорит и циркон.

Рудные минералы образуют прожилки, вкрапленность или цементируют обломки вмещающих пород, что позволяет выделить прожилковые, вкрапленные и брекчиевые медные руды.

Прожилковые руды в основном встречаются в слабомигматизированных биотитовых сланцах, мигматитах и редко в кварцитах. Рудные минералы наблюдаются в виде тонких прожилков, секущих или согласных со сланцеватостью вмещающих пород. Такие прожилки местами образуют полосы шириной до 1—1,5 м, прослеживающиеся по простиранию на десятки метров. Мощность отдельных халькопиритовых прожилков изредка равна 1—2 см. Содержание меди в полосах, по данным спектральных анализов, составляет десятые доли процента.

Вкрапленные руды наиболее распространены на контакте мигматитов с останцами метаморфических пород. Вмещающая порода нередко раздроблена, милонитизирована, что приводит к образованию брекчиевых руд среди вкрапленных. Вкрапленные руды на контакте мигматитов иногда образуют полосы шириной до 2 м, которые характеризуются зональным строением. Вблизи мигматита (5—10 см) они обогащены крупнозернистым магнетитом и биотитом, а с удалением — сульфидами. В составе вкрапленных руд преобладают: пирит, пирротин, марказит и магнетит. Содержание меди — сотые доли процента.

Брекчиевые руды встречаются среди дробленных мигматизированных метаморфических пород в пределах зон скалывания. Рудные минералы выполняют промежутки дробленной, разлинзованной породы. Обломки имеют округлую форму или сплюснуты параллельно сланцеватости вмещающих пород. Местами наблюдаются признаки замещения обломков вмещающих пород халькопиритом, галенитом и другими рудными минералами. В составе брекчиевых руд из рудных минералов преобладает халькопирит. Из других минералов наблюдается халькозин, галенит, паркерит, самородный висмут, висмутин, пентландит, кобальтин, сульфовисмутиты меди, борнит, ковеллин, магнетит, ильменит и гетит. Содержание меди — от десятых долей процента до целых процентов. Спектроскопически в штучных пробах и тяжелых фракциях в некоторых участках установлены: Pb, Bi, Co, Ni, Ag — до десятых долей процента, изредка — Pb, Bi — проценты.

Участок Моисеевка — Марьяновка расположен к северу от с. Моисеевки. По данным геохимического опробования здесь установлены полосы повышенного содержания меди и свинца, протягивающиеся в субмеридиональном направлении на 2—5 км по обоим берегам Ингульца. Из рудных минералов местами встречаются: халькопирит, галенит, кубанит, сфалерит, халькозин, магнетит и ильменит.

Участок Моисеевка — Лозоватка находится на левом берегу Ингульца к северо-востоку от с. Моисеевки. Проведенными геофизическими исследованиями и геохимическим опробованием по мелким и редким глубоким скважинам здесь установлены крупные тектонические нарушения меридионального и северо-восточного направлений, параллельных Западному надвигу. Полосы повышенной электропроводности пород фиксируются на графиках четкими перекрестиями, характерными для пластов пониженного сопротивления.

Первая полоса расположена к северо-востоку от Моисеевской аномалии. Она прослежена на протяжении более 4 км. По данным резуль-

татов геофизического исследования, падение ее крутое, восточное, мощность равна 30—40 м. Опробование по скважинам показало присутствие меди, цинка, ванадия и следы молибдена. *Вторая полоса* находится в 600 м к востоку от первой и параллельна ей. *Третья полоса* расположена к востоку от второй. Она прослежена без перерыва на протяжении 4,5 км. Простирается полоса северо-восточное, падение восточное, крутое.

Гидротермальное рудопроявление в мигматитах Ингулецкой зоны по составу преобладающих минералов относится к медному типу. В некоторых участках отмечается медно-никелевая и акцессорная редко-металльная минерализация.

В размещении минерализации существенную роль играли рудовмещающие тектонические структуры. Распределение рудных минералов в пределах зоны крайне неравномерное.

Минеральный состав сульфидных жил характеризуется наличием типичных жильных и рудных минералов (кальцита, сидерита, кварца, халькопирита, самородного висмута, сульфовисмутитов меди, висмутитина, галенита, сфалерита, паркерита, молибденита и др.).

Образование медного рудопроявления в Ингулецкой зоне, очевидно, связано с процессами ультраметаморфизма (Белевцев и др., 1960). Участки мигматитов, содержащие останцы метаморфических пород, явились благоприятной средой для концентрации рудных элементов в пределах тектонических нарушений.

ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, РУДОПРЯВЛЕНИЯ И МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Несколько обособленное положение, благодаря геологоструктурным особенностям и связи с определенными породами, в пределах структурно-металлогенической зоны занимают экзогенные месторождения и рудопроявления, размещенные восточнее Криворожско-Кременчугского рудного пояса.

Высокопольское бокситовое рудное поле

Высокопольское бокситовое поле расположено в междуречье Днепра и Ингульца и приурочено к полосе метабазитов; представлено несколькими залежами богатых и бедных руд, различных по величине и мощности. Бокситы образовались в коре выветривания метабазитов.

Терновское буро-железняково-кобальто-никелевое рудное поле

Терновское поле никелевой минерализации занимает район распространения метабазитов к юго-востоку от Первомайского железорудного месторождения и связано с корой выветривания ультраосновных пород.

Паньковское рудное поле бокситов и никеленосных каолинов

Паньковское рудное поле расположено в Кременчугском районе вблизи Горишнеплавнинского железорудного месторождения. Залежи боксита приурочены к коре выветривания пород метабазитовой формации. Бокситы залегают горизонтально. Средняя мощность рудного тела составляет 0,35 м.

БЕЛОЗЕРСКО-ЗАПОРОЖСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Белозерско-Запорожская металлогеническая зона находится в восточной части Украинской железорудной провинции.

В сороковых годах XX ст. здесь была открыта Белозерская магнитная аномалия, первые же скважины вскрыли железистые породы. Ниже приводится металлогенический очерк Белозерского железорудного района, как наиболее изученного в пределах Белозерско-Запорожской зоны.

В основу настоящего очерка и схематической металлогенической карты положены материалы петрографических, минералогических, массовых спектральных анализов и других исследований, выполненных отделом металлогении ИГН АН УССР в 1961—1962 гг. и Белозерской экспедицией треста «Днепрогеология»; геологическая карта района, составленная сотрудниками Днепропетровской экспедиции УкрНИГРИ (М. Н. Доброхотов, Г. Ф. Гузенко) и Белозерской экспедицией в 1962 г. (в качестве геологической основы для металлогенической карты она была разгружена, а в некоторых деталях дополнена и уточнена по геофизическим данным), и карта распространения железистых пород в районе Белозерских магнитных аномалий (авторы В. М. Пелюшенко и др., см. рис. 17).

Под Белозерским районом понимается площадь развития метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород докембрия (рис. 15). Размер этой площади, примерно, равен 1600 км². Кристаллические породы докембрия перекрыты мощным чехлом осадочных образований мезокайнозоя мощностью от 180—200 м в северной части района и до 700—1000 м в южной части.

Геотектоническое положение Белозерского железорудного района

Метаморфические и магматические породы, слагающие Белозерский железорудный район, достигают суммарной мощности около 6500 м. Они накопились в геосинклинальном прогибе, представляющем крупный структурный элемент геосинклинальной системы Украинской железорудной провинции (Большого Кривбасса).

Метаморфические серии Белозерского района образуют сложно построенный синклиниорий, отделенный антиклинальными зонами от ближайших к нему синклиниорных зон: Орехово-Павлоградской на востоке и Сурско-Верховцево-Чартомлыкских на западе. Продолжением Белозерской зоны в северном направлении является Конкская зона.

Возраст формаций, выполняющих геосинклинальные зоны Украинской железорудной провинции, большинством исследователей (Половинкина, 1959; Семененко, Половко и др., 1959; Белевцев, 1960) относится к нижнему протерозою (1700—2200 млн. лет). В ядрах антиклинальных поднятий, обнаженных в долине Днепра, абсолютный возраст гнейсов в останцах и возраст некоторых гранитоидов составляет 2500—3500 млн. лет и, возможно, относится к архею и катархею (Семененко, 1960; Виноградов, Комлев, 1960, и др.).

Однако пробы, отобранные нами из биотито-амфиболовых сланцев Западного участка (скв. 175), вопреки ожиданиям, показали большой возраст. Определения выполнялись калий-аргоновым методом параллельно по биотиту и роговым обманкам (лаборатория ИГН АН УССР, руководитель лаборатории Е. С. Бурксер). Возраст биотитов равен 2380 млн. лет, а роговых обманок — около 3000 млн. лет. Возраст последних, по-видимому, приближается к возрасту диабазо-спилитовой

формации, тогда как возраст биотита отвечает скорее времени перекристаллизации слюды.

Этот факт заслуживает самого пристального внимания и нуждается в более углубленном изучении и сопоставлении его с новыми определениями пород рассматриваемой формации в соседних районах.

В Белозерской зоне большую роль играют толщи вулканогенных пород — метаморфизованные лавы, туфы и туффиты спилито-кератофировой формации. Не выявлены формации внешних зон или краевых прогибов (углисто-терригенная, лагунная и молассовая), известные в Криворожско-Кременчугской зоне. Это позволяет считать, что породы Белозерско-Конкской зоны отложились во внутригеосинклинальном прогибе в условиях, аналогичных Верховцево-Чартомлыкской и Сурской зонам. Однако наличие в Конкско-Белозерской зоне сравнительно хорошо развитой джеспилитовой формации, близкой к осадочному (криворожскому) типу, большая роль пирокластов и нормальных морских осадочных отложений в разрезе объясняются сравнительной удаленностью рассматриваемой зоны от срединной части геосинклинали, в которой был проявлен наиболее интенсивный вулканизм (Верховцево—Сура). Поэтому Белозерско-Конкскую зону можно классифицировать как внутригеосинклинальную, но несколько удаленную от срединной части геосинклинали или как промежуточную между срединными (эвгеосинклинальными) и внешними зонами.

Необходимо отметить, что не все исследователи согласны с такой трактовкой тектонической позиции Белозерского района. Так, Я. Н. Белевцев (1962) полагает, что Конкско-Белозерская зона аналогична Криворожско-Кременчугской зоне, и относит ту и другую зоны к нижнепротерозойским субгеосинклинальным образованиям, а район Верховцево—Чартомлыка—Суры — к образованиям архейской геосинклинали.

Основные элементы тектонической структуры

Имеющиеся геологические материалы позволяют рассматривать Белозерский железорудный район как относительно крупный синклинорий субмеридионального простираения.

На фоне основной синклинорийной структуры картируется несколько структур высших порядков. Характерно, что падение крыльев как главной, так и второстепенной структур везде крутое (не менее $75-80^\circ$).

Крылья синклинория слагаются наиболее древними породами, образующими здесь антиклинали второго порядка. В срединной части Белозерского синклинория находится Центральная (Переверзевская) синклиналь с ее относительно более молодыми породами. Такое соотношение в расположении главных складчатых структур и основных стратиграфических элементов соответствует обычно синклинорийному строению.

Ранее высказывавшиеся в литературе (Доброхотов, Гузенко и др., 1960) представления об антиклинальном строении центральной (Переверзевской) структуры, включающей основные залежи богатых руд Белозерского района, в настоящее время не подтверждаются.

Внутри синклинория, согласно данным УкрНИГРИ (М. Н. Доброхотов, Г. Ф. Гузенко), Белозерской экспедиции и нашим данным, выделяются складчатые структуры высшего порядка. Основные из них следующие: Западная антиклиналь, Центральная (Переверзевская) синклиналь, антиклиналь в районе скв. 188 (Малая антиклиналь), Се-

веробелозерская синклиналь, Центральная антиклиналь, Орлянская антиклиналь, Тимошевская синклиналь и ряд других складок.

Последние три складчатые структуры изучены пока слабо, и положение их показано в значительной мере условно (рис. 15). Осевые плоскости складок и их крылья в большинстве случаев имеют крутое — $80-85^\circ$ — падение на восток. Наиболее резко выраженной является Центральная синклиналь, ядро которой на Южнобелозерском месторождении выполнено породами терригенно-вулканогенной формации и серпентинитами, представляющими пластовое интрузивное тело.

В Северобелозерской синклинали, находящейся на продолжении Центральной синклинали, ядро образовано железистыми кварцитами джеспилитовой формации. К востоку от нее, приблизительно в 6 км, располагается Тимошевская синклиналь, выполненная кварц-серицитовыми сланцами нижней терригенной формации. Между ними, по данным бурения, устанавливается Центральная антиклиналь, ядро которой сложено породами диабазо-спилитовой формации. Западное крыло Белозерского синклинория осложнено Западной антиклиналью, а восточное крыло синклинория — Орлянской антиклиналью. В ядрах обеих антиклиналей залегает наиболее древняя формация — диабазо-спилитовая. Широко развиты разрывные нарушения. Намечается два крупных разлома типа надвигов, имеющих северо-северо-западное простирание: Главный и Северобелозерский. Величина перемещений по ним значительна, поскольку из разреза вдоль этих нарушений местами выпадают диабазо-спилитовая и кератофиро-сланцевая формации мощностью более 3 км. Главный надвиг проходит почти в центральной части района, а в южном продолжении он сечет по простиранию Центральную синклиналь в пределах Южнобелозерского месторождения. Наличием Главного надвига объясняется отсутствие восточного крыла Центральной синклинали на площади Южнобелозерского месторождения. Предполагается, что по плоскости разрыва, имеющей восточное падение, восточное крыло было поднято, перемещено в западном направлении и эродировано. В результате этого в районе месторождения синклиналь имеет только западное крыло протяженностью около 20 км. Восточное крыло сохранилось лишь в северной части месторождения в виде нескольких складок высшего порядка, расположенных восточнее линии Главного надвига.

Северобелозерский надвиг достоверно установлен в районе Северобелозерского месторождения, где им срезается западное крыло синклинали.

Геосинклиналильные формации и этапы развития

В Белозерском районе выделяются две группы формаций: 1) метаморфизованные осадочно-вулканогенные; 2) интрузивные и ультраметаморфические. Эти формации образовались в первой половине раннепротерозойского цикла геологического развития и отвечают начальным и ранним этапам, согласно известной схеме Ю. А. Билибина, или доорогенной стадии. Исключение из них составляют формации гранитоидов, ограничивающих белозерские структуры. Эта формация имеет активные контакты с осадочно-метаморфическими толщами пород, и здесь она, по-видимому, возникла в средний синорогенный этап развития — этап гранитизации.

Ниже дана сжатая характеристика формаций в их стратиграфической последовательности.

Начальный и ранний этапы

Метаморфизованные осадочно-вулканогенные формации. Начальный и ранний этапы в целом характеризуются интенсивной подводной вулканической деятельностью: эффузивно-осадочные и туфогенные породы перемежаются с нормальными осадочными породами.

Среди этой группы формаций выделяются: диабазо-спилитовая; кератофиро-сланцевая; нижняя существенно терригенная; джеспилитовая, существенно осадочного типа; верхняя терригенно-вулканогенная формации.

Диабазо-спилитовая формация представлена амфиболитами, обнаруживающими реликтовые диабазовые структуры. Они состоят обычно из кислого плагиоклаза и амфибола. Характерные для них примеси — биотит, гранат и апатит. Главную массу этой формации составляют зеленые сланцы — роговообманковые, цоизито-кварцево-биотито-амфиболовые, переслаивающиеся с биотито-гранато-куммингтонитовыми или актинолитовыми сланцами и пачками амфиболитов. Среди этой же формации залегают слои железистых кварцитов — гранато-грюнерито-магнетитовых и хлорито-куммингтонито-магнетитовых сланцев.

Железистые породы являются подчиненными и не образуют самостоятельной джеспилитовой формации. Она не получила здесь сколько-нибудь полного развития, поскольку была как бы «подавлена» интенсивной вулканической деятельностью, свойственной раннему этапу развития геосинклинали.

Диабазо-спилитовая формация достигает мощности 2000—2500 м. Она слагает антиклинальные структуры Западного участка и района скв. 188.

Выше диабазо-спилитовой формации залегает *кератофиро-сланцевая формация*. Она состоит из туффитов, туфосланцев, туфогенных песчаников, кварцевых апокератофилов и их туфов; содержит пачки кварцево-серицитовых сланцев, хлоритовых сланцев и кварцево-карбонатных сланцев. Туфосланцы и туфогенные песчаники, а также туффи-ты представляют типичную для подобных пород совокупность в различных пропорциях пирокластического и осадочно-обломочного материала, имеющих большей частью сланцеватые текстуры и реликтовые туфогенные структуры. Эти породы, по-видимому, преобладают в рассматриваемой формации. Кислые эффузивные породы имеют в ней подчиненное значение. Среди них кварцевые апокератофиры обычно рассланцованы, плагиоклазы интенсивно серицитизированы. Все же в этих породах различимы реликтовые — бластопорфировые или очковые структуры.

Мощность кератофиро-сланцевой формации около 1300 м. Она слагает восточную антиклиналь, восточное крыло антиклинали Западного участка и западное крыло центральной синклинали Южно-белозерского участка.

Нижняя существенно терригенная формация сложена толщей сланцев кварцево-хлоритовых и серицитовых с подчиненными прослоями кварцито-песчаников, туфогенных сланцев и песчаников, а также кварцевых кератофилов. В этой формации явно преобладают породы осадочного происхождения, однако в отдельных скважинах они все же мало отличаются от подстилающей кератофиро-сланцевой формации. Поэтому граница между ними проведена условно. В верхней части толщи, под джеспилитовой формацией залегают как бы переходные

к ней породы — сланцы магнетито-кварцево-хлоритовые и кварцево-углисто-серицитовые.

Основной облик этой формации придают серицитовые сланцы, содержащие прослои кварцито-песчаников. Терригенный характер этой формации не вызывает сомнений, хотя в верхней ее части все же появляется вулканогенный материал в виде туфогенных сланцев и прослоев апокератофиров.

Джеспилитовая формация вмещает месторождения богатых железных руд — Южнобелозерское и Северобелозерское.

Она относится к осадочному (криворожскому) типу, хотя в ней и встречены вулканогенные образования. Последние имеют весьма подчиненное значение — их значительно меньше, чем в диабазо-спилитовой и кератофиро-сланцевой формациях.

В состав джеспилитовой формации входят:

1) кварцево-магнетито-хлоритовые и серицитовые сланцы с прослоями туфосланцев и безрудных кварцитов;

2) маритовые, гематито-маритовые и карбонатно-хлорито-магнетитовые кварциты, содержащие прослои хлорито-магнетитовых сланцев и залежи богатых железных руд.

3) кварцево-хлоритовые сланцы с прослоями кварцитов.

В сланцевых горизонтах породы также в той или иной мере обогащены магнетитом, поэтому их можно уверенно относить вместе с горизонтом железистых кварцитов к джеспилитовой формации.

Мощность джеспилитовой формации около 500 м. Ее положение в разрезе (залегание выше терригенной формации), характер железистых пород, наличие богатых маритовых руд — все это позволяет считать джеспилитовую формацию аналогом криворожской джеспилитовой формации.

Верхняя вулканогенная формация образует ядро Переверзевской синклинали и участвует в строении Малобелозерской синклинали. Состав ее следующий (снизу вверх): а) кварцево-хлоритовые и серицитовые сланцы, метапесчаники с прослоями метаморфизованных туфогенных пород; б) туфогенные кварцево-хлоритовые сланцы; в) амфиболиты в виде эпидиабазов и кварцсодержащих диабазов с реликтовыми бластоофитовыми структурами; г) сланцы карбонатно-цолонитово-кварцево-хлоритовые и альбито-биотито-кварцево-хлоритовые. Суммарная мощность этой формации — около 350 м.

Интрузивные и ультраметаморфические формации. В начальный и ранний этап развития геосинклинали образовались интрузии ультрабазитов. Среди них выделяются два основных типа пород:

а) *Серпентиниты и ассоциирующие с ними карбонатно-тальковые и хлорито-актинолит-тремолитовые сланцы.* Они представляют собой, вероятно, силлы ультрабазитов, впоследствии глубоко метаморфизованные. Первичный состав их неясен, поскольку в них не обнаружены соответствующие реликтовые структуры и минералы. Карбонатно-тальковые и хлорито-актинолит-тремолитовые сланцы залегают в виде пачек среди диабазо-спилитовой и кератофиро-сланцевой формаций и имеют в них подчиненное значение.

б) *Серпентиниты, залегающие в верхней части разреза Переверзевской синклинали,* образуют пластовую доскладчатую интрузию. Серпентиниты — преимущественно антигоритовые. В них местами уцелели решетчатые структуры с типичными реликтовыми формами оливина и реликтами пироксенов. По-видимому, большая часть серпентинитов образовалась по периодотитам и пироксенитам.

Во внешней части серпентинитового массива развиты карбонатно-талковые породы.

Возможно, что амфиболиты ядра центральной синклинали и амфиболиты западного крыла Северобелозерской синклинали, имеющие отлично выраженные бластоофитовые структуры, представляют эпидиабазы, внедрившиеся в начальный и ранний этапы развития геосинклинали. Во всяком случае, эти тела являются доскладчатыми образованиями и залегают согласно с вмещающими породами. Думается, что их следует относить к диабазо-спилитовой формации, поскольку они, по-видимому, являются продуктами той же основной магмы. Поэтому на металлогенической карте эпидиабазы не отделены от подобных им образований эффузивного магматизма.

Средний этап

К среднему этапу развития относится образование мигматитов и гранитов, составляющих гранитоидную формацию. Судя по контуру осадочно-метаморфических пород Белозерского района значительная часть последних уничтожена гранитизацией, в частности, в пределах Западного участка фиксируются активные, метасоматические контакты, например в скв. 226, где туфопесчаники перемежаются с мигматизирующими их гранитоидами. Мигматиты — плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые, местами переходящие в разности, не имеющие плоско-параллельной текстуры и приближающиеся к метасоматическим гранитам.

Средний этап развития в Украинской железорудной провинции привел к замыканию внутренней зоны геосинклинали. На месте ее затем сформировалась складчатая горная область. Поэтому, надо думать, отложения позднего и конечного этапов развития не известны в пределах Верховцево-Чартомлыкского, Сурского и Конкско-Белозерского районов. Только во внешних зонах — Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской (включая район Гуляй-Поля и Приазовских структур) — известны отложения этих этапов — огромные толщи груботерригенных и углисто-карбонатных пород, а также парagneйсов.

Район Михайловских и Таврических магнитных аномалий

На восток от Белозерского железорудного района располагается зона магнитных аномалий, занимающая значительную площадь. На карте изодинам Z_a она выглядит в виде широкой полосы сложного строения, вытянутой в северо-северо-восточном направлении. Северная часть аномалии получила название Таврической, а остальная — Михайловской магнитной аномалии (рис. 16).

Докембрийские породы, развитые в районах Михайловской и Таврической магнитных аномалий, характеризуются однотипностью. Как в одном, так и в другом районе были встречены граниты, гнейсо-граниты, силикатные железистые кварциты, амфиболо-полевошпатовые и полевошпато-амфиболовые гнейсы (амфиболиты) и ультраосновные породы.

Среди пород гранитного состава выделяется несколько разновидностей, которые обособляются как по степени метаморфизма, так и по минералогическому составу. В зависимости от степени метаморфизма выделяются граниты и мигматиты. Это лейкократовые породы с различным содержанием плагиоклазов и микроклина. В виде маломощ-

ных тел граниты встречены среди железистых кварцитов и амфиболо-полевошпатовых гнейсов.

Полевошпато-амфиболовые гнейсы разнокристаллические темно-серые с зеленоватым оттенком породы с массивной, иногда слоистой текстурой. Отмечается идиоморфизм кристаллов амфибола по отношению к кристаллам полевого шпата. По отдельным скважинам в составе гнейсов встречается и розовый гранат, содержание которого по некоторым интервалам повышается настолько, что порода становится существенно гранатовой и приобретает серо-розовый цвет.

Среди рассматриваемых гнейсов встречаются маломощные прослои железистых кварцитов, что характерно для Таврической аномалии. Мощность таких прослоев от нескольких сантиметров до 2—3 м.

Ультраосновные породы встречены единичными скважинами. Они представлены серпентинитами, серпентинизированными пироксенитами и серпентинизированными дунитами.

В западной части Михайловской магнитной аномалии встречены плотные неравномернокристаллические амфиболиты серо-зеленого цвета с массивной текстурой. Среди амфиболитов залегают маломощные пачки кварцево-хлоритовых и кварцево-амфиболовых сланцев.

Осадочные метаморфизованные породы представлены железистыми кварцитами, кварцево-хлоритовыми, кварцево-амфиболовыми и другими сланцами. Среди железистых кварцитов выделяются амфиболо-магнетитовые, амфиболо-пироксено-магнетитовые и пироксено-магнетитовые разности. Кварцево-хлоритовые и другие сланцы распространены незначительно и встречены совместно с железистыми кварцитами или среди других пород (рис. 17).

Таким образом, докембрийские породы, развитые в районах Таврической и Михайловской магнитных аномалий, в общем можно сопоставить с породами, слагающими Орехово-Павлоградскую структурно-фациальную зону. Сходство выражается в прерывистом расположении магнитных аномалий, подобии разреза и ступенях метаморфизма.

Акцессорные элементы и их рудопроявления

С целью выяснения характера распределения и условий концентрации малых (акцессорных) элементов в районе Белозерского железорудного месторождения было проведено массовое опробование металлоносности железистых кварцитов и вмещающих их пород докембрия, в которых методом спектрального полуколичественного анализа определялись Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Mo, W, Zr, Hf, Nb, Ta, Cu, Pb, Ag, Sb, Bi, Zn, Cd, Sn, Ge, Ga, Be, Se, La, P, Li, Sr, Ba, Th, As, Y. При обработке результатов опробования учитывались данные просмотра шлифов (они отбирались, как правило, к каждой спектральной пробе), аншлифов, искусственных шлихов, которые были отобраны из всех характерных разностей пород района и химических анализов. Спектральные и химические анализы проведены в лабораториях Института геологических наук АН УССР.

В результате проведенных работ можно сделать предварительное заключение о закономерностях распределения некоторых малых элементов в породах изученного района, а по отдельным элементам, обнаружившим повышенные и обогащенные концентрации, выяснить их форму нахождения и перспективы рудоносности.

Всего спектральными анализами в породах района обнаружено 33 акцессорных элемента, перечисленных выше. По распространенности их можно разделить на две группы:

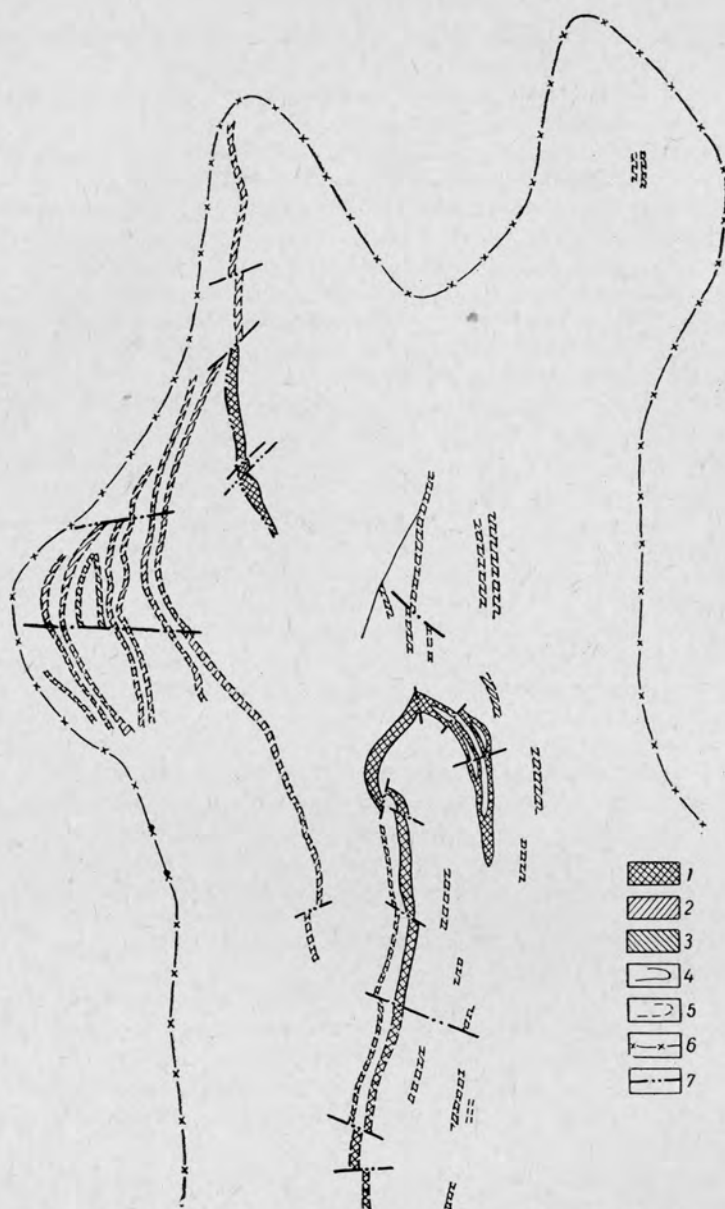


Рис. 17. Обзорная схема распространения железистых пород района Бело-зерских магнитных аномалий (по данным Днепропетровской геофизической экспедиции):

1 — плотные магнитные породы, предположительно железистые кварциты; 2 — магнитные породы незначительно повышенной плотности; 3 — слабомагнитные породы повышенной плотности; 4 — контакты, установленные бурением; 5 — контакты, проведенные по геофизическим данным; 6 — контакт осадочно-метаморфической толщи с гранитами и мигматитами; 7 — тектонические нарушения.

1) Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Zr, Cu, Pb, Zn, Ge, Ga, Y, Sr, Ba — эти элементы распространены достаточно широко и по ним оказалось возможным рассчитать местный геохимический фон для района в целом и для отдельных разновидностей пород, различных по своим петрографическим и стратиграфическим признакам. Метод спектрального анализа страдает известными погрешностями и является полукоче-

ственным. Однако, не претендуя на точность определения содержания в каждом отдельном анализе, усредненные массовые спектральные анализы верно отражают количественные соотношения анализируемых элементов в исследуемых породах.

2) Mo, Ag, Bi, As, Be, Nb, La, Li, P — встречены в различных количествах в единичных пробах из разных пород. К сожалению, представление о малой распространенности некоторых элементов в породе является результатом грубой чувствительности применяемого метода анализа к этим элементам. Так, чувствительность спектрального полуколичественного анализа к фосфору 0,1%, в то время как его кларк равен 0,08%. Закономерности распределения элементов этой группы выявить трудно. Ниже разбираются только те из них, содержание которых в отдельных пробах достигает окolorудной концентрации.

В результате статистической обработки данных анализов обнаружилось, что в целом по району геохимический фон Mn, Ni, Co, Cu, Pb, Ga и Sc в два и более раза превышает кларк земной коры; геохимический фон Ge, V, Y, Cr, Zr примерно равен ему, а геохимический фон Ti, Zr, Sr, Ba — в два и более раза ниже кларка земной коры. При расчете среднего геохимического фона по району учитывалось примерное количественное соотношение объединяемых разновидностей пород в разрезе и в плане.

Геохимический фон элементов в различных породах сильно варьирует и в ряде случаев значительно превышает как кларк земной коры и средний местный геохимический фон, так и кларк соответствующего типа пород. Ниже перечислены такие элементы и породы, в которых элементы обнаруживают относительно повышенную концентрацию:

Mn — в ультраосновных породах; в эффузивах Северного участка; в сланцах, железистых и безрудных кварцитах железорудной свиты;

Ni — в ультраосновных породах и талько-карбонатных сланцах;

Co — в ультраосновных породах, талько-карбонатных сланцах, а также в эффузивах Западного и Северного участков;

V — в эффузивах Западного и Северного участков и в сланцах эффузивно-терригенной свиты;

Cu — в эффузивах и сланцах Западного участка (нижняя метабазитовая свита), в сланцах железорудной и эффузивно-терригенной свит;

Ga — в сланцах эффузивно-терригенной серии (особенно в их кварцево-слюдистых филлитовидных разностях) и в гранитоидах;

Sc — в эффузивах Северного участка;

Y — в эффузивах Северного участка и в меньшей мере в сланцах эффузивно-терригенной серии.

В отдельных пробах выявлены субкондиционные содержания таких элементов как:

Ni — в серпентинитах по двум скважинам на Южном участке, содержание до 1%;

Co — в сульфидно-карбонатно-кварцевой жиле в амфиболитах на Северном участке, содержание — 0,1%; и в амфиболите (эпидиабазе), тот же участок, содержание — 0,1—1%;

Cu — в сульфидизированных и карбонатизированных хлоритокварцевых сланцах и в кварцево-сульфидной жиле в кварцито-песчанике на Южном участке, содержание до 1%; в кварцево-сульфидной жиле в амфиболите (эпидиабазе) на Северном участке, содержание $\geq 1\%$; в зоне сульфидной

вкрапленности в слюдисто-амфиболо-кварцевых сланцах на Западном участке, содержание 0,01—1%.

Mo — в гнейсе с вкрапленностью сульфидов на Западном участке, содержание 0,01—0,02%. Кроме того, следы молибдена отмечены анализами на разных участках по четырем скважинам в пробах, которые были отобраны из зон сульфидной вкрапленности в различных породах (сланцах, туфоконгломератах, кварцитах).

Ag — кварцево-сульфидная жила в амфиболите (эпидиабазе) на Северном участке; сланец кварцево-серицитовый с сульфидной вкрапленностью на Южном участке; кварцево-сульфидная жила в железистых кварцитах на Западном участке, всюду содержания — тысячные доли процента. Ничтожные следы обнаружены в анализах проб из самых различных пород в нескольких десятках скважин практически по всей территории района.

As — амфиболит с частой и крупной вкрапленностью сульфидов (большой частью пирита), Южный участок, содержание 0,1%;

Анализируя имеющиеся материалы, можно сделать предварительное заключение по металлогении малых элементов в районе Белозерского железорудного месторождения. Ni, Mn и, частично, Co накапливаются преимущественно в ультраосновных породах. Представляются рациональными поиски никеля в коре выветривания ультраосновных пород и тальково-карбонатных пород с целью выявления промышленных содержаний силикатного Ni, а также Co (возможно, в форме асболана и кобальтсодержащих псиломелан-вадов).

V — обогащает амфиболиты, ортосланцы и кислые эффузивы Северного и Западного участков и сланцы эффузивно-терригенной свиты. Ванадий ассоциирует с титаном. Преобладающий генезис — магматогенный, в форме ванадийсодержащего титаномagnetита в амфиболитах. Амфиболиты Северного участка, где отмечено субкондиционное содержание ванадия и геохимический фон его достигает 0,01%, заслуживают обследования и опробования.

Cu, Mo, Bi, As, Ag, Co — имеют, по-видимому, гидротермальный генезис. Преобладающая минеральная форма — сульфидные соединения. Наиболее распространен в породах района пирит, который часто содержит значительные примеси Co, Ag, As и других элементов. Вторым по распространенности сульфидом является халькопирит. Наличие концентрации Mo и Bi позволяет предполагать наличие молибденита и висмутита. Они установлены в гидротермальных образованиях в соседних районах железорудной провинции (Орехово-Павлоградские и Конкские магнитные аномалии). Сульфидная минерализация проявляется почти повсеместно, но наибольшая ее интенсивность совпадает с зонами разломов и интенсивного проявления древнего вулканизма (Западный участок, западная часть Северного участка, зона меридионального разлома, ограничивающая на востоке Южный участок).

Ge — несомненно, связан с железистыми породами, как и всюду в Украинской железорудной провинции.

Ga — обогащает сланцы эффузивно-терригенной серии, особенно серицитовые филлитовые разности, и гранитоидные породы. По-видимому, входит в виде изоморфных примесей в решетки алюмосиликатов — слюд и, в меньшей степени, полевых шпатов.

Sc — несколько повышенные содержания скандия приурочены к эффузивам Северного участка. По-видимому, Sc в основном нахо-

дится в рассеянном состоянии в минералах, содержащих Mg—Fe (амфиболах), особенно в кварцсодержащих эффузивах. Частично входит в виде изоморфной примеси в цирконы, что подтверждается его корреляцией с иттрием.

Y, La — встречаются в эффузивах Северного участка, реже — в сланцах эффузивно-терригенной свиты, особенно в их более грубозернистых разностях. Y и La часто ассоциируют друг с другом, а иногда — с фосфором. Они входят изоморфно в циркон и апатит. Происхождение эндогенное и, частично, осадочно-метаморфогенное.

На основании имеющихся материалов на металлогеническую карту (рис. 15) в виде условных значков вынесены обогащенные концентрации акцессорных элементов, геохимический фон которых в тех или иных породах превышает как кларк земной коры и местный геохимический фон, так и кларки соответствующего типа пород (Mn, Ni, Co, V, Cu, Ga и Sc). Указаны также и некоторые другие элементы, которые местами обнаруживают субкондиционные концентрации (Mo, As, Ag).

Металлогенические прогнозные зоны

В качестве основы металлогенического районирования и выделения прогнозных зон послужили выделенные структурные элементы Белозерского железорудного района и данные массовых спектральных анализов.

Высшими металлогеническими подразделениями для Белозерского железорудного района являются Украинская железорудная провинция и ее Конкско-Белозерская структурно-металлогеническая зона, в которую входит Белозерский рудный район. В последнем нами выделены металлогенические прогнозные зоны, отраженные на карте.

I. Южнобелозерская зона богатых железных руд. Отвечает западному крылу и Северному замыканию Центральной (Переверзевской) синклинали.

II. Северобелозерская зона богатых железных руд. Соответствует одноименной синклинали. С этой зоной территориально совпадает ванадиеносная зона, связанная с эффузивами Северного участка.

III. Центральная никель-кобальтовая зона, связанная с ультраосновными породами и их корой выветривания. Она приурочена к серпентинитам Переверзевской синклинали. Здесь возможно также нахождение хромитов и платиноидов.

Выделяются сульфидно-гидротермальные зоны — вкрапленность и сульфидно-кварцевые жилы вблизи крупных разломных структур и в участках щелочного метасоматоза. Отразить их на прилагаемой металлогенической карте оказалось невозможным из-за ее малого масштаба.

Соответственно выделены: IV — Центральная зона — вдоль разлома, ограничивающего с востока Переверзевскую синклиналь; V — Западная зона — по экзоконтакту мигматитов Западного участка; VI — Северная — вдоль разлома, отделяющего спилитовую подформацию от осадочно-вулканогенных и терригенных свит на Северобелозерском участке и на участках развития щелочного метасоматоза.

ОРЕХОВО-ПАВЛОГРАДСКИЙ РУДНЫЙ ПОЯС

Геотектоническое положение Орехово-Павлоградской полосы магнитных аномалий в геосинклинальной системе Большого Кривого Рога

В восточной части Украинской железорудной провинции выделяется ее крупный металлогенический элемент — Орехово-Павлоградский рудный пояс.

Этот пояс соответствует одноименной полосе магнитных аномалий (рис. 18). Она прослеживается в восточной части Украинского щита на протяжении примерно 250 км, шириною 15—30 км, в виде сложно построенной цепи магнитных и гравитационных аномалий. Северная часть этой полосы приходится на южный склон Днепровско-Донецкой впадины. Здесь докембрийские породы Орехово-Павлоградской полосы магнитных аномалий (ОПМА) перекрыты палеозойскими образованиями Донбасса. Центральная часть ОПМА находится в пределах Украинского щита, участвуя в строении его складчатого кристаллического основания. Южная часть ОПМА и ее продолжение в этом направлении уходят в глубины Причерноморской впадины, погружаясь под ее мезо-кайнозойские отложения.

Орехово-Павлоградский рудный пояс образует восточную окраину нижнепротерозойской геосинклинали Большого Кривого Рога. В геоструктурном отношении ОПМА является внешней парагеосинклинальной зоной, переходной от внутригеосинклинальных прогибов (Конкского, Белозерского) к нижнепротерозойской платформенной зоне — Приазовскому массиву, расположенному восточнее. Упомянутые внутригеосинклинальные прогибы отделены от ОПМА геосинклинальной полосой. Продолжение внешней зоны на восток в современном денудационном срезе уцелело в виде ряда структур, фиксированных магнитными аномалиями на юге от Гуляй-Поля и южнее Мелитополя (Михайловские и Таврические аномалии).

В геотектоническом плане Украинской железорудной провинции ОПМА является структурным аналогом внешней (Западноингулецкой) зоны Криворожско-Кременчугского краевого прогиба.

Складчатые структуры ОПМА в отличие от линейных складчатых зон геосинклинальных прогибов, расположенных западнее, имеют так называемый прерывистый тип складчатости.

ОПМА характеризуется широким развитием пород высоких ступеней метаморфизма (пироксено-магнетитовая и гнейсовая ступень) и ультраметаморфизмом (плагноклазовые и микроклино-плагноклазовые мигматиты). Это в известной мере послужило некоторым исследователям (Козловская и Ожегова, 1948; Половинкина, 1954, 1960; Усенко, 1955) критерием для отнесения гнейсов или других пород ОПМА к более древним образованиям (к гнейсовой серии или к тетерево-бугской серии) по сравнению с криворожской серией. В других случаях породы ОПМА относят к более молодым образованиям по сравнению с той же криворожской серией (Никольский, 1960). Надо полагать, что вулканогенные и осадочно-метаморфические формации ОПМА тождественны остальной территории железорудной провинции.

Н. П. Семененко (1959) и Г. В. Жуков (1959) выделяют в пределах ОПМА две серии пород: нижнеореховскую железисто-кремнисто-метабазитовую и верхнеореховскую железисто-кремнисто-гнейсовую. Наши исследования подтверждают эту общую стратиграфическую схему. Она может быть детализирована и уточнена, что, по возмож-

ности, выполнено ниже на основе изучения каменного материала по скважинам, пробуренным в ОПМА в последние годы.

Гнейсы ОПМА являются возрастными аналогами сланцевых толщ обеих серий железорудной провинции, в частности, криворожской серии (Каляев, 1962).

Гнейсы участвуют в строении всех разбуренных складчатых структур ОПМА и перемежаются с железистыми породами, аналогичными средней свите криворожской серии, а также переслаиваются с амфиболитами вулканогенной серии или же с кварцитами, аналогичными кварцитам верхней свиты криворожской серии. Гнейсы не всегда являются наиболее древними или относительно древними породами, как это принято иногда считать. Можно думать, что большая часть гнейсовых толщ ОПМА — графитовых, биотитовых, биотито-гранато-силлиманитовых — являются возрастными аналогами верхней свиты криворожской серии.

Амфиболо-пироксеновые разновидности гнейсов пространственно нередко ассоциируют с амфиболитами и ультраосновными породами. По-видимому, в этих случаях они относятся к нижней вулканогенной серии.

Этапы развития и процессы минерализации в ОПМА

Осадочно-метаморфические и вулканогенные формации ОПМА отвечают принятым в железорудной провинции возрастным подразделениям — сериям и свитам. Выделяются: нижняя вулканогенная серия, представленная в основном амфиболитами, хлорито-амфиболовыми сланцами, содержащими прослой пироксено-магнетитовых кварцитов; верхняя серия (возрастной аналог криворожской серии), состоящая из: а) слюдистых кварцитов с прослоями слюдисто-кварцевых сланцев, тождественных нижней свите криворожской серии; б) амфиболо-магнетитовых кварцитов, переслаивающихся с хлорито-амфиболовыми сланцами и биотитовыми гнейсами (средняя свита); в) слюдистых кварцитов с прослоями слюдисто-кварцевых сланцев и перекрывающих их гнейсов (верхняя свита).

Наиболее полный геологический разрез докембрийских образований Орехово-Павлоградского рудного пояса получен в итоге работ, проведенных в 1960—1961 гг. на Северотерсянском участке (рис. 19). Здесь пробурен ряд профилей скважин (в частности, профиль III—III), дающих наиболее полные и перекрывающие пересечения нижней и верхней серии метаморфических пород ОПМА.

В ОПМА, подобно другим структурным зонам геосинклинальной системы Большого Кривого Рога, выделяются: 1) формации первой половины цикла (стадии преимущественного прогибания в геосинклинальной системе) — зеленокаменная, нижняя терригенная и джеспилитовая, отвечающие начальным и ранним этапам, согласно известной схеме Ю. А. Билибина; 2) формации второй половины цикла (стадии преимущественного поднятия) — верхняя терригенная, соответствующая среднему и позднему этапам развития.

Приводим характеристику перечисленных этапов развития, соответствующих им формаций и связанных с ними процессов минерализации.

Начальные и ранние этапы характеризуются подводной вулканической деятельностью, правда, в ОПМА значительно ослабленной по сравнению с внутренней областью геосинклинальной системы. Излияния основных лав перемежаются с накоплением песчано-глинистых морских осадков. Продуктами их метаморфизма являются: амфиболи-

ты с прослоями сланцев или же биотитовых и амфиболо-пироксеновых гнейсов. Амфиболиты сравнительно хорошо разбурены на Ново-Павловском и Ново-Даниловском участках. В них заключены силлы перидотитов и пироксенитов, в различной степени серпентинизированных. Мощность ультрабазитов достигает 20—25 м. В толще основных и ультраосновных пород размещены прослои биотитовых гнейсов. Гнейсы и амфиболиты перемежаются с развивающимися по ним микроклино-

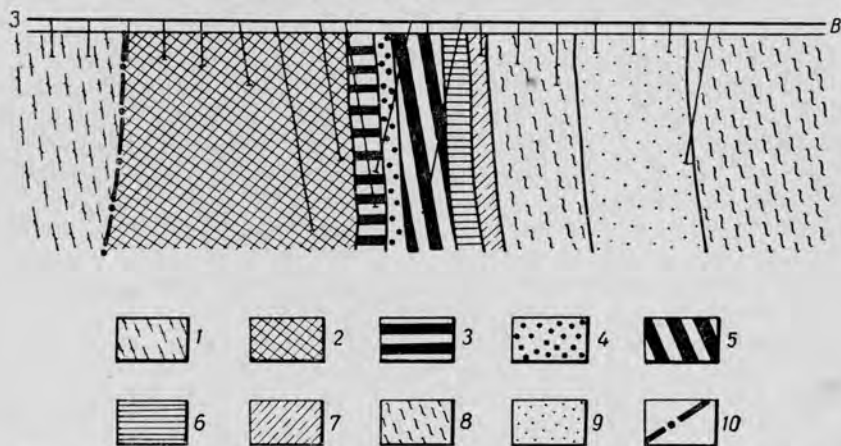


Рис. 19. Геологический разрез по линии III—III через Северотерсянский участок (составлен по данным бурения 1960—1961 гг.):

1 — мигматиты микроклино-плагноклазовые; 2 — амфиболиты, сланцы амфиболовые и хлорито-амфиболовые; 3 — серпентиниты; 4 — кварциты слюдистые с прослоями кварцево-биотитовых сланцев; 5 — амфиболо-магнетитовые кварциты, переслаивающиеся с пачками кварцево-биотитовых и хлоритовых сланцев; 6 — сланцы амфиболовые и амфиболо-хлоритовые с прослоями амфиболитов; 7 — кварцево-слюдистые сланцы; 8 — гнейсы биотитовые и гранато-биотитовые; 9 — кварциты гранитизированные; 10 — зона предполагаемого Орехово-Павлоградского разлома.

плагноклазовыми мигматитами. С этой же толщей пород ассоциируют пироксено-магнетитовые кварциты, достигающие мощности всего лишь 2—5 м. Только часть этих пироксено-магнетитовых кварцитов, имеющая текстурные признаки полосчатых железисто-кремнистых пород криворожского типа, с уверенностью может быть отнесена к первично-осадочным, впоследствии метаморфизованным железистым породам. Имеются крупнокристаллические разности амфиболо-пироксено-магнетитовых кварцитов, ассоциирующих со скарноидами и ультраосновными породами; вероятно, они возникли как метасоматиты в средний этап развития в связи с процессами гранитизации.

В целом, толща метаморфизованных основных и ультраосновных пород, включающая маломощные прослои железистых пород Ново-Павловского, Ново-Даниловского и других участков ОПМА, соответствует спилитовой и офиолитовой формациям внутригеосинклинальных прогибов (Верховцево-Чартомлыкского, Сурского, Конкского и Белозерского).

Нижняя терригенная формация представлена слюдистыми кварцитами, переслаивающимися со слюдисто-кварцевыми сланцами. В последние годы они вскрыты на Северотерсянском участке. По стратиграфическому положению и акцессорной минерализации они отвечают нижней свите криворожской серии.

С нижней терригенной формацией связана редкометальная минерализация — проявления акцессорных элементов: никеля, кобальта, циркония, титана, гафния, иттрия.

Джеспилитовая формация достаточно определенно выявлена в пределах Васиновского и Северотерсянского участков. Она представлена в основном амфиболо-магнетитовыми кварцитами и прослоями хлорито-амфиболовых сланцев или биотитовых гнейсов. По текстурным особенностям и минеральному составу железистые породы с. Васиновки и Терсянки не отличаются от железистых кварцитов Кривого Рога. На Васиновском участке мощность железистых пород достигает 100 м, однако по простирацию они не выдержаны и прекращаются в связи с процессами гранитизации. На Северотерсянском участке отдельные пачки амфиболо-магнетитовых кварцитов достигают мощности 75 м. Они выявлены здесь в пределах западного крыла складки и прослежены по простирацию на расстоянии около 2 км.

Амфиболо-магнетитовые кварциты по содержанию железа (до 40%) могут рассматриваться как бедные руды, месторождения промышленного значения здесь пока не выявлены.

Средний этап характеризуется замыканием внутренней области геосинклинальной системы Большого Кривого Рога и перемещением зон прогибания на смежные платформенные территории. В это время происходило накопление песчано-глинистых толщ, преобразованных в условиях древней подвижной зоны в кварциты, гнейсы и мигматиты. Они достигают мощности не менее нескольких километров.

Кварциты и графитовые гнейсы, предположительно, параллелизуются нами с верхней свитой криворожской серии. В районе с. Васильковки по долине р. Волчьей напротив Преображенских хуторов выше кварцитов залегает мощная толща микроклино-плагиоклазовых гнейсов (мощностью около 500 м). Эти гнейсы, вероятно, следует отнести к той же свите. Верхняя свита, образующая верхнюю терригенную формацию в виде кварцитов и гнейсов, по-видимому, достигает здесь мощности более 1 км.

Со средним этапом связан глубокий метаморфизм пород ОПМА и гранитизация, сопровождаемые метасоматозом. В этот этап возникли широкие поля плагиоклазовых и микроклино-плагиоклазовых мигматитов, образовались скарноиды и пироксено-магнетитовые железные руды. Со скарноидами связаны рудопроявления акцессорного кобальта (в пирротине) и серебра на Ново-Павловском участке (скв. 1098).

В поздний и конечный этапы возникают широко распространенные интрузии плагиоклазо-микроклиновых гранитов днепровского типа, образующие небольшие массивы или развивающиеся по разломам. Сюда же следует отнести мелкозернистые розовые аплитовидные граниты и, наконец, диабазовые дайки. В поздний и конечный этапы образуются кварцево-карбонатные жилы. Эти этапы соответствуют стадии постргранитизации.

В платформенные этапы экзогенные процессы способствовали обогащению первично рассеянной минерализации. В коре выветривания серпентинитов сформировались рудопроявления силикатного никеля, а в коре выветривания мигматитов и гнейсов — акцессорных монацитов и др.

Ультраметаморфизм и его роль в миграции элементов

Анализ геологического строения Орехово-Павлоградской полосы магнитных аномалий показывает большое развитие здесь процессов ультраметаморфизма, определяющим признаком которых является широкое развитие мигматизации и метасоматической гранитизации (Казаков, 1961).

Процессы мигматизации привели к образованию обширных полей мигматитов с заключенными в них линзообразными и пластообразными реликтами немигматизированных метаморфических пород — гнейсов, амфиболитов, железистых кварцитов и других пород.

Наиболее распространены полосчатые мигматиты. Более жесткие массивные породы, например амфиболиты, мигматизируются неравномерно с образованием глыбовых (агматитовых) разновидностей. Теневые мигматиты по распространенности занимают второе место после полосчатых и представляют собой продукты наиболее полной мигматизации субстрата. Реже и более локально встречаются другие разновидности мигматитов: птигматиты, линзовые, ветвистые, сетчатые, очковые, порфиروبластические, плейчатые или складчатые мигматиты.

Мигматиты, образовавшиеся по амфиболитам, характеризуются пятнистой или реже полосчатой текстурой и гранобластовой и лепидобластовой структурой. Гранитизация амфиболитов происходит вплоть до образования мигматитов и розовых гранитоидов. При гранитизации происходит изменение структуры и минерального состава амфиболитов. Структура породы из гранобластовой часто изменяется на лепидогранобластовую и лепидобластовую.

Таблица 4

Химические анализы амфиболитов ОПМА и продуктов их гранитизации, вес. %

Окисел	Амфиболит, обр. 2133, скв. 2263	Амфиболит, обр. 2021, скв. 1098	Амфиболит фельдшпатизированный, обр. 2138, скв. 2263	Амфиболит фельдшпат., обр. 2017, скв. 1098	Мигматит по амфибол., обр. 2141, скв. 2263	Мигматит по амфиболиту, обр. 2139а, скв. 2263	Мигматит по амфиболиту, обр. 2014, скв. 1098	Гранит аплитогматонидный, обр. 213, скв. 2263
SiO ₂	49,69	46,24	49,58	50,98	65,12	71,88	54,26	71,02
TiO ₂	1,22	0,79	1,06	1,12	1,35	0,18	0,49	0,03
Al ₂ O ₃	13,54	13,98	15,54	13,08	14,82	14,68	15,14	15,15
Fe ₂ O ₃	2,08	3,15	2,40	3,36	0,56	0,59	1,58	0,69
FeO	10,50	9,95	9,49	9,95	3,74	1,58	6,63	0,43
MnO	0,19	0,21	0,20	0,27	0,06	0,02	0,17	0,01
MgO	6,79	8,34	6,59	4,94	2,97	0,62	5,68	0,81
CaO	10,10	11,30	8,33	9,33	4,09	2,31	6,92	1,23
Na ₂ O	2,21	2,11	2,75	2,07	4,09	5,01	2,76	4,07
K ₂ O	0,20	0,38	1,77	0,81	1,92	1,97	1,50	6,04
P ₂ O ₅	0,11	0,15	0,11	0,15	0,11	0,11	0,15	0,06
SO ₃	0,03	0,11	0,03	0,10	0,31	0,12	0,18	0,14
H ₂ O(гигр)	0,07	0,05	0,09	0,05	0,08	0,08	0,08	0,10
П.п.п.	1,02	2,44	1,30	2,11	0,68	0,83	2,19	0,14
CO ₂	2,55	1,27	0,98	1,41	0,51	0,35	2,00	0,28
S	0,23	0,07	0,15	0,12	—	—	—	—
Сумма	100,41	100,51	100,29	99,79	100,41	100,33	99,73	100,20

В табл. 4 приведены химические анализы амфиболитов ОПМА и продуктов их гранитизации*. Анализы были пересчитаны по методу Т. Барта для проведения количественного учета передвижения веществ при гранитизации (предполагается, что обмен пород при гранитизации существенно не изменялся).

При таком методе пересчета составы пород были выражены следующими «формулами», составленными из ионов с соответствующими коэффициентами:

* Химические анализы были выполнены в лаборатории ИГН АН УССР под руководством Н. В. Тананаева.

I. Образец 2021, амфиболит —
 $K_4Na_{37}Ca_{110}Mg_{112}Mn_2Fe_{75}Fe^{\cdots}_{21}Al_{149}Si_{418}Ti_5P_1C_{147}[O_{1455}(OH)_{145}]$;
 образец 2017, амфиболит фельдшпатизированный —
 $K_9Na_{39}Ca_{85}Mg_{66}Mn_2Fe_{70}Fe^{\cdots}_{21}Al_{130}Si_{434}Ti_7P_1C_{16}[O_{1480}(OH)_{120}]$;
 образец 2014, мигматит по амфиболиту —
 $K_{16}Na_{47}Ca_{64}Mg_{74}Mn_1Fe_{48}Fe^{\cdots}_{10}Al_{155}Si_{475}Ti_3P_1C_{22}[O_{1477}(OH)_{123}]$.

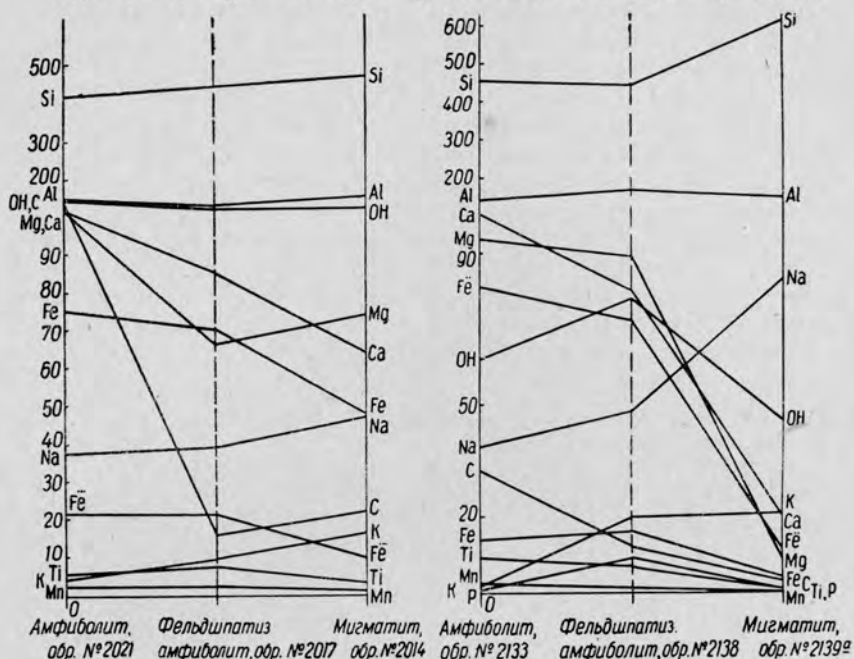


Рис. 20. Диаграммы изменения составов (по методу Барта) для амфиболитов ОПМА и продуктов их гранитизации.

II. Образец 2133, амфиболит —
 $K_2Na_{39}Ca_{100}Mg_{94}Mn_2Fe_{81}Fe^{\cdots}_{14}Al_{146}Si_{456}Ti_9P_1C_{32}[O_{1538}(OH)_{62}]$;
 образец 2138, амфиболит фельдшпатизированный —
 $K_{20}Na_{48}Ca_{80}Mg_{89}Mn_1Fe_{72}Fe^{\cdots}_{16}Al_{165}Si_{448}Ti_7P_9C_{12}[O_{1522}(OH)_{78}]$;
 образец 2139а, мигматит по амфиболиту —
 $K_{21}Na_{83}Ca_{20}Mg_7Mn_0Fe_{11}Fe^{\cdots}_4Al_{147}Si_{612}Ti_1P_1C_3[O_{1555}(OH)_{45}]$.

Сравнение этих «формул» показывает, что при образовании мигматитов по амфиболитам произошел привнос и вынос ионов в следующих количествах:

I. Привнос — K — 12, Na — 10, Al — 6, Si — 57.

Вынос — Ca — 46, Mg — 38, Mn — 1, Fe — 27, Fe^{...} — 11, Ti — 2, C — 125, OH — 22.

II. Привнос — K — 19, Na — 44, Al — 1, Si — 156.

Вынос — Ca — 80, Mg — 87, Mn — 2, Fe — 77, Fe^{...} — 10, Ti — 8, C — 29, OH — 17.

По этим данным были построены диаграммы, позволяющие более наглядно судить о миграции элементов в процессе гранитизации амфиболитов (рис. 20). В соответствии с изменением минерального состава анализируемых пород изменяется и соотношение химических элементов. Содержание калия меньше натрия и увеличивается незначительно, хотя в общем характерен привнос щелочей, так же как и

кремния. Подвижность глинозема, вероятнее всего, следует расценивать как незначительную (особенно во втором случае), что хорошо иллюстрируется пологим характером его линий на диаграммах. В группу выносимых элементов довольно стабильно попадает кальций, магний и железо, а также углерод и вода. Данные по титану и марганцу менее вероятны, так как хотя они и попадают в группу выносимых элементов, но в их поведении нет однозначности.

По безрудным кварцитам образуются полосчатые мигматиты. Кварциты рассланцовываются, в них появляется слюда, затем полевые шпаты, и далее порода преобразуется в мигматит. Мигматизация кварцитов наблюдалась на участках Васильковском и Северотерсянском.

Гранитизированные кварциты, постепенно превращаемые в мигматиты, характеризуются сланцеватой текстурой, гранобластовой структурой. Зерна полевого шпата и биотита ксеноморфны и развиваются по трещинам и на стыке более крупных зерен кварца. При просмотре шлифов устанавливается, что происходит вытеснение кварца и замещение его полевым шпатом. Серый безрудный кварцит в скв. 1247 при гранитизации постепенно приобретает полосчатую текстуру за счет прожилков розового полевого шпата и тонких нитевидных образований биотита, развивающихся по сланцеватости.

На Северотерсянском участке в целом ряде скважин встречены мигматиты, развивающиеся по слюдистым кварцитам. Мигматиты эти характеризуются полосчатой текстурой и grano- или лепидобластовой структурой, часты также бластомилонитовая и очковая структуры. В их состав входит около 40% кварца, до 60% полевых шпатов (кислый плагиоклаз и в подчиненном количестве микроклин), от 10 до 25% слюд — биотита и серицита. Здесь также наблюдается гранитизация кварцитов с образованием мигматитов, при этом происходит перекристаллизация породы и замена кварца полевым шпатом и слюдами.

Таблица 5

Химические анализы кварцитов ОПМА и продуктов их гранитизации, вес. %

Оксид	Кварцит, обр. 2193, скв. 2761	Кварцит фельдшпатизированный, обр. 2194, скв. 2761	Гранитизированный кварцит, обр. 2197, скв. 2761	Мигматит по кварциту, обр. 2195, скв. 2761
SiO ₂	93,05	92,04	85,22	76,34
TiO ₂	0,08	0,10	0,13	0,33
Al ₂ O ₃	2,62	1,33	5,29	8,57
Fe ₂ O ₃	0,92	1,67	0,98	4,40
FeO	0,43	0,29	1,29	1,00
MnO	0,01	0,01	0,02	0,02
MgO	1,10	1,48	1,88	2,55
CaO	0,14	0,28	0,14	Her
Na ₂ O	0,59	1,06	0,99	0,93
K ₂ O	0,12	0,69	3,26	4,32
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,09	0,11
SO ₃	—	—	0,34	0,18
H ₂ O(гигр.)	0,12	0,09	0,11	0,17
П.п.п.	0,88	0,65	0,65	1,19
CO ₂	0,25	0,12	0,05	0,10
S	0,20	0,16	—	—
Сумма	100,47	99,97	100,44	100,21

Химический анализ кварцита и продуктов его гранитизации приведен в табл. 5. При пересчете анализов по методу Т. Барта были получены следующие «формулы» пород:

Образец 2193, кварцит —

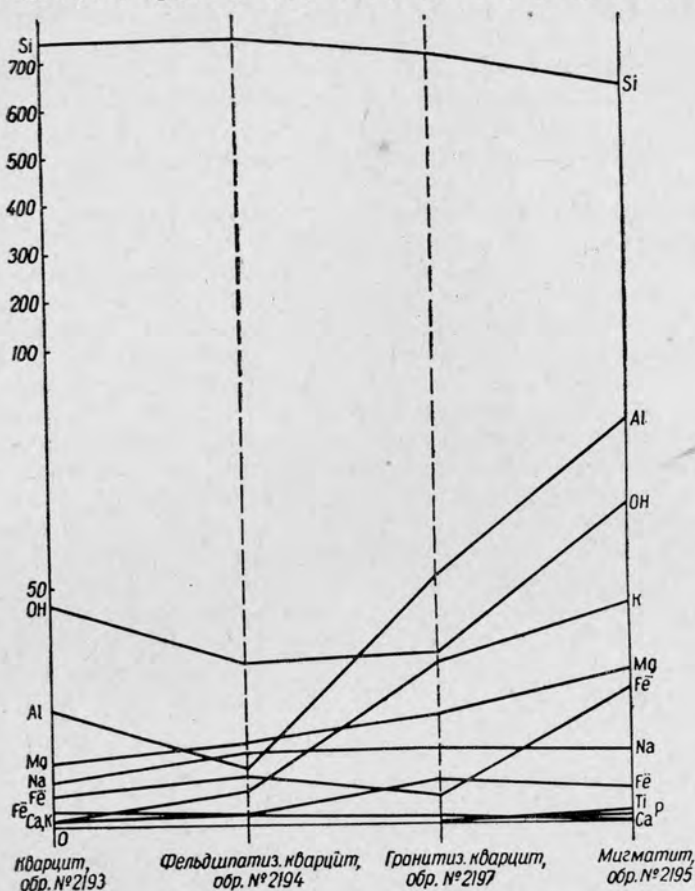
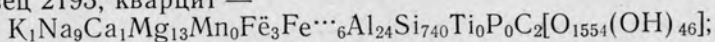
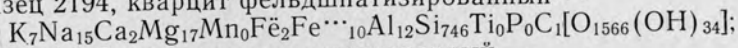
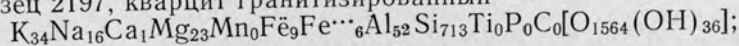


Рис. 21. Диаграмма изменения состава (по методу Барта) для кварцитов ОПМА и продуктов их гранитизации.

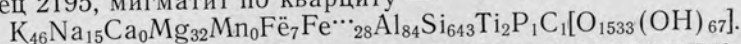
образец 2194, кварцит фельдшпатизированный —



образец 2197, кварцит гранитизированный —



образец 2195, мигматит по кварциту —



Сравнивая эти «формулы», можно составить представление о количественных изменениях при образовании мигматитов в процессе гранитизации кварцитов:

Привнос — К—45, Na—6, Mg—19, Fe—4, Fe^{...}—22, Al—60, Ti—2, P—1, OH—21;

Вынос — Ca—1, Si—97, С—1.

Более наглядное представление о миграции элементов дает диаграмма изменения состава кварцита и продуктов его гранитизации (рис. 21). Негранитизированный кварцит характеризуется почти чи-

стым кварцевым составом, содержание остальных элементов незначительное. При гранитизации кварцита происходит заметное уменьшение количества кремнезема, выносятся около 17% SiO_2 , содержание остальных компонентов увеличивается по мере гранитизации и доходит до 25% общего состава породы. Увеличение количества натрия незначительно, зато содержание калия резко возрастает по сравнению с первоначальной негранитизированной породой. Минералогически это подтверждается замещением кварца порфиروблоками микроклина. Возрастающие количества магния и окисного железа фиксируются в новообразующемся при гранитизации биотите. Количество гидроксила также увеличивается главным образом за счет слюд. Количество таких элементов, как закисное железо, титан, фосфор и кальций изменяется незначительно и существенного влияния на процесс гранитизации не оказывает.

Таким образом, гранитизация кварцитов характеризуется, в отличие от гранитизации других пород, выносом кремнезема и привносом не только щелочей и глинозема, но и большинства других элементов: магния, железа, воды.

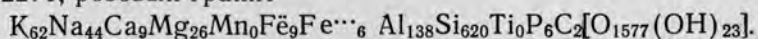
По железистым кварцитам образуются полосчатые, пятнистые или тентовые мигматиты, в зависимости от степени гранитизации. Гранитизация железистых кварцитов наблюдалась на участках Ново-Даниловском, Васильковском, Павловском, Северотеряномском и Павлоградском. При этом происходит перекристаллизация железистых кварцитов, их поглощение и переработка. Мигматиты унаследуют и сохраняют реликты железистых кварцитов (минералы — магнетит, амфибол, пироксен), их текстуру.

Химические анализы амфиболо-магнетитовых кварцитов и продуктов их гранитизации приведены в табл. 6. Пересчеты этих анализов по методу Т. Барта позволили составить следующие формулы:

Таблица 6
Химические анализы железистых кварцитов ОПМА и продуктов их гранитизации, вес. %

Окисел	Амфиболо-магнетитовый кварцит, обр. 2185, скв. 2763	Амфиболо-магнетитовый кварцит, обр. 2273, скв. 6205	Амфиболо-магнетитовый кварцит гранитизир., обр. 2191, скв. 2763	Амфиболо-магнетитовый кварцит гранитизир., обр. 2272, скв. 6205	Мигматит по амфиболо-магнетитовому кварциту, обр. 2187, скв. 2763	Розовый гранит, обр. 2183, скв. 2763	Розовый гранит, обр. 2271, скв. 6205
SiO_2	44,89	42,86	49,22	44,44	64,58	59,77	70,84
TiO_2	0,08	0,15	0,10	0,20	0,31	0,08	0,06
Al_2O_3	1,47	0,97	6,18	9,33	13,62	17,10	13,36
Fe_2O_3	31,16	30,96	24,45	17,63	3,26	2,67	1,06
FeO	16,54	19,50	12,64	20,81	5,89	2,88	1,24
MnO	0,03	0,01	0,03	0,06	0,03	0,04	0,01
MgO	3,54	2,24	2,17	2,40	2,95	2,04	1,99
CaO	1,50	1,48	1,42	2,26	1,22	1,36	1,06
Na_2O	0,24	0,27	0,82	0,68	2,25	2,24	2,63
K_2O	0,13	0,18	1,81	0,82	4,22	10,54	5,66
P_2O_5	0,30	0,12	0,37	0,15	0,14	0,73	0,86
SO_3	0,03	0,11	0,17	0,12	0,06	0,03	0,12
$\text{H}_2\text{O}(\text{гипр.})$	0,05	0,03	0,07	0,03	0,05	0,06	0,05
П.п.п.	0,25	0,43	0,42	1,09	1,21	0,53	0,42
CO_2	0,14	0,27	0,31	0,13	0,38	0,17	0,24
S	0,10	—	—	0,18	0,18	0,26	—
Сумма	100,40	99,58	100,18	100,27	100,26	100,37	99,60

- I. Образец 2185, амфиболо-магнетитовый кварцит —
 $K_1Na_3Ca_{17}Mg_{54}Mn_0Fe_{146}Fe^{...}_{248}Al_{18}Si_{476}Ti_0P_0C_2[O_{1582}(OH)_{18}]$;
 образец 2191, амфиболо-магнетитовый кварцит гранитизированный —
 $K_{23}Na_{15}Ca_{15}Mg_{33}Mn_0Fe_{106}Fe^{...}_{186}Al_{73}Si_{497}Ti_1P_3C_3[O_{1574}(OH)_{26}]$;
 образец 2187, мигматит по амфиболо-магнетитовому кварциту —
 $K_{47}Na_{38}Ca_{11}Mg_{38}Mn_0Fe_{43}Fe^{...}_{21}Al_{141}Si_{570}Ti_2P_1C_3[O_{1529}(OH)_{71}]$;
 образец 2183, розовый гранит —
 $K_{125}Na_{39}Ca_{13}Mg_{28}Mn_0Fe_{22}Fe^{...}_{15}Al_{189}Si_{558}Ti_0P_5C_2[O_{1569}(OH)_{31}]$;
 II. Образец 2273, амфиболо-магнетитовый кварцит —
 $K_2Na_5Ca_{17}Mg_{36}Mn_0Fe_{178}Fe^{...}_{252}Al_{12}Si_{446}Ti_1P_1C_3[O_{1572}(OH)_{28}]$;
 образец 2272, амфиболо-магнетитовый кварцит гранитизированный —
 $K_{11}Na_{13}Ca_{27}Mg_{36}Mn_0Fe_{175}Fe^{...}_{134}Al_{111}Si_{451}Ti_2P_1C_1[O_{1526}(OH)_{74}]$;
 образец 2271, розовый гранит —



Сопоставляя полученные «формулы», можно составить представление о миграции элементов при гранитизации железистых кварцитов. Так, при образовании мигматитов по железистому кварциту происходят следующие количественные изменения:

Привнос — К — 46, Na — 35, Al — 123, Si — 94, Ti — 2, P — 1, C — 1, OH — 53.

Вынос — Ca — 6, Mg — 16, Fe — 103, Fe^{...} — 227.

При образовании метасоматических гранитов по железистым кварцитам еще более усиливается разница за счет увеличения количества лейкократовых минералов и уменьшения меланократовых, лишь содержание воды резко убывает по сравнению с мигматитами. Это видно при сравнении «формул» амфиболо-магнетитовых кварцитов и образованных по ним гранитов:

Привнос — I. К — 124, Na — 36, Al — 171, Si — 82, P — 5, OH — 13; II. К — 60, Na — 39, Al — 126, Si — 154, P — 5.

Вынос — I. Ca — 4, Mg — 26, Fe — 124, Fe^{...} — 233, Ti — 2; II. Ca — 8, Mg — 10, Fe — 169, Fe^{...} — 246, Ti — 1, C — 1, OH — 5.

Для лучшей иллюстрации миграции элементов на рис. 22 приведены диаграммы изменения составов для железистых кварцитов и продуктов их гранитизации. Приведенные материалы характеризуют гранитизацию железистых кварцитов как метасоматический процесс, при котором выносятся большое количество железа. Если в негранитизированных амфиболо-магнетитовых кварцитах мы имеем в среднем около 50% общего железа, то в мигматите только около 9%, а в гранитах — 5,5—2,3%. Таким образом, при образовании мигматитов по железистому кварциту выносятся 38,5% общего железа, а при образовании гранита еще больше — 45%. Вместе с железом выносятся также магний, кальций, а при образовании гранитов — еще в небольшом количестве титан. Поведение летучих в данном случае неясно, так как данные по ним не однозначны. Место выносимых элементов занимают щелочи, глинозем и кремнезем, количество которых неуклонно возрастает по мере увеличения степени гранитизации.

Изучение процессов ультраметаморфизма показывает, что возможен иной подход к оценке перспектив рудности в районах развития докембрийских пород: необходимо четко отделять зоны ультраметаморфизма и зоны регионального метаморфизма. Породы зоны ультраметаморфизма обедняются в процессе гранитизации фемическими и летучими компонентами. Как считают Н. Г. Судовиков (1960), К. О. Кратц (1958), Я. Н. Белевцев и А. И. Стрыгин (1960) и др., в условиях ультраметаморфизма происходит мобилизация рудного ве-

щества. С. Ландергрэн (1948) показал на примере шведских железных руд мобильное поведение железа в период проявления глубинного метаморфизма. Подвижность различных составляющих сульфидных руд даже в условиях относительно слабого метаморфизма доказана в работах А. Н. Заварицкого (1950) и В. С. Домарева (1956).

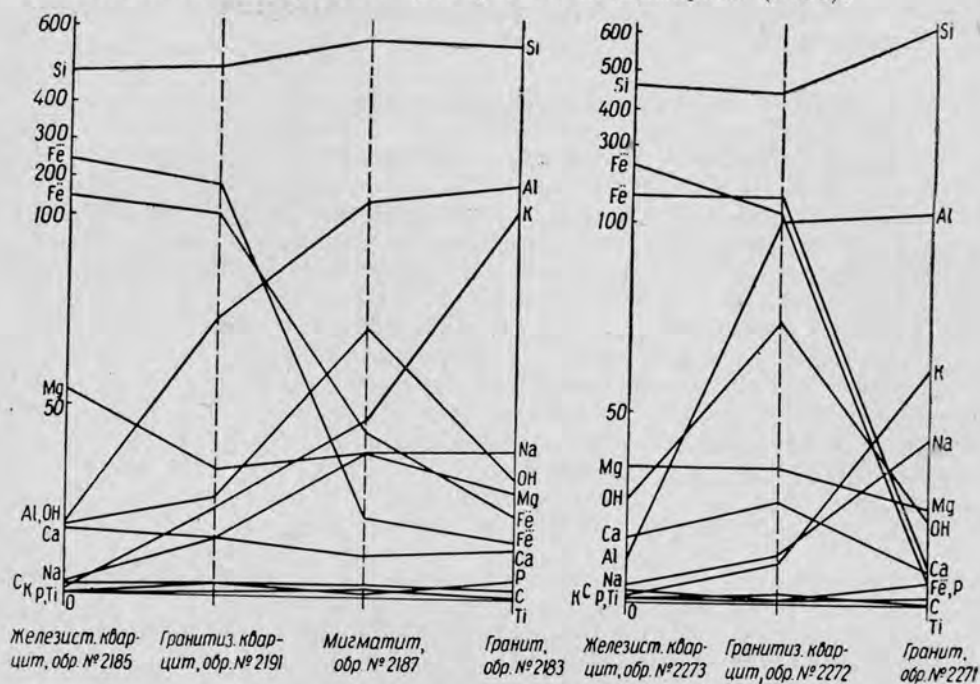


Рис. 22. Диаграммы изменения составов (по методу Барта) для железистых кварцитов ОПМА и продуктов их гранитизации.

С. Гавелин, изучая сульфидное оруденение района Шеллефтео в Северной Швеции, пришел к выводу о генетической связи оруденения с гранитизацией (1957). Проведенное нами изучение сульфидной минерализации ОПМА показывает значительную обедненность сульфидами зоны ультраметаморфизма по сравнению с породами более низких ступеней метаморфизма. В мигматитах и гранитах, образованных при гранитизации метабазитов, наблюдается лишь крайне незначительная, скорее всего реликтовая вкрапленность сульфидов, представленных, главным образом, наиболее высокотемпературным минералом — пиритом. В зоне же регионального метаморфизма с мета- и ультрабазитами связаны подчас значительные концентрации сульфидов (Казаков, Горлицкий, 1963). Таким образом, гранитизация вызывает подвижность и мобилизацию в растворах не только больших масс железа, но и некоторых других металлов. Перенос мобилизованного рудного вещества из зон гранитизации в верхние структурные зоны осуществляется водными растворами, мобилизованными в процессе метаморфизма вмещающих толщ; разломы, особенно глубинные, способствуют этому переносу, связывая зону гранитизации с расположенной выше зоной рудоотложения. Н. Г. Судовиков (1960) считает, что наибольшее количество рудного вещества может быть отложено там, где происходит или произошла его концентрация. Такой зоной может быть зона слабого регионального метаморфизма, преимущественно фации

зеленых сланцев, являющаяся одновременно и зоной значительного водного насыщения («водного фронта»). Отложение концентрированного в верхней структурной зоне рудного вещества контролируется главным образом общим понижением температуры и происходит в средний этап геосинклинального развития, в начальные стадии отступления метаморфических фронтов и, в общем, во время образования малых интрузий.

Металлоносность пород

Изучение металлоносности проводилось по следующим основным направлениям:

1) вычисление кларков (фоновых содержаний) большой группы элементов в отдельных горных породах и по району в целом на основе массовых спектральных анализов и контрольных химанализов на отдельные элементы;

2) более детальное изучение металлоносности и вещественного состава наиболее перспективных рудопроявлений: кобальта и никеля (в ультрабазитах), сульфидной минерализации в породах различных участков ОПМА;

3) составление на основе изучения металлоносности, структурно-фациального анализа и металлогенического районирования металлогенической и прогнозной карт района.

Акцессорная минерализация и малые элементы

Были рассчитаны геохимические фоны для таких наиболее распространенных в районе Орехово-Павлоградской полосы пород, как плагиоклазовые и плагиоклазо-микроклиновые граниты и мигматиты, пегматиты, биотитовые, биотито-гранитовые и силлиманитовые гнейсы, биотито-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, ультрабазиты, скарноиды, кварциты, сланцы и железистые кварциты.

Обработке и вычислению геохимических фонов подверглись данные анализов по 20 акцессорным элементам: марганцу, ванадию, хрому, никелю, кобальту, меди, свинцу, серебру, цинку, цирконию, лантану, иттрию, литию, стронцию, барию, германию, галлию, скандию, бериллию. Кроме того, анализы обнаружили присутствие в отдельных пробах также бора, гафния, ниобия, тория, мышьяка, фосфора, олова, молибдена, висмута, сурьмы.

Связь исследуемых акцессорных элементов с определенными минералами устанавливалась на основании просмотра шлифов и аншлифов, минералогического анализа отобранных нами шлихов, спектрального и химического анализов фракций.

В результате оказалось, что геохимический фон марганца, никеля, ванадия, кобальта, свинца, галлия по району в целом повышен по сравнению с кларком земной коры; понижен фон циркония, лантана, иттрия, лития, стронция, бария, бериллия; средний фон титана, хрома, серебра, цинка, германия, скандия, по-видимому, существенно не отличается от кларка земной коры.

Примерно подобное соотношение средних фонов перечисленных выше элементов к кларкам земной коры отмечалось нами при вычислении средних фонов пород северной части Кривбасса (район Желтянской, Артемовской, Камчатской и Зеленовской аномалий). Большое сходство фонов отмечается также и по отдельным породам.

При опробовании был выявлен ряд точек повышенного содержания аксессуарных элементов: никеля, кобальта, титана, циркония, серебра, германия, галлия, лантана, стронция, а также единичные точки повышенного содержания таких аксессуарных элементов, как ванадий, медь, молибден, иттрий, гафний, торий, мышьяк. Изучение шлифов, аншлифов и искусственных шлихов (протолочек) позволяет дать предварительное заключение о связи этих элементов с определенными минералами и генезисе.

Кобальт, молибден, медь, серебро, мышьяк и, частично, никель полностью или преимущественно связаны с сульфидными минералами.

Никель частично наблюдается в связи с сульфидными минералами (содержание никеля в магнитных фракциях шлихов, обогащенных пирротинном, местами превышает 1%, анализами никель обнаружен также в пирите). Однако гораздо чаще никель находится в связи с ультрабазитами и амфиболитами, обогащая, в частности, их кору выветривания. Он изоморфно входит в поздние и вторичные силикаты (серпентин, хлорит, нонтронит, бейделлит и др.), большей частью замещая в них магний (Ферсман, 1939).

Аксессуарный германий связан преимущественно с железистыми породами, как и всюду в Украинской железорудной провинции. Кроме того, проявления германия встречены нами в целом ряде проб из ультрабазитов и скарноидов, относительно широко представленных в Орехово-Павлоградской полосе.

Титан находится в породах как в собственных минералах (рутил, ильменит, сфен, лейкоксен), так и в виде изоморфной примеси в некоторых порообразующих минералах, особенно часто в роговой обманке (в отдельных случаях содержание титана в ней превышает 1%).

Относительно-повышенное содержание циркония, лантана, гафния, иттрия и тория связано в основном с аксессуарной редкометальной минерализацией осадочного метаморфогенного происхождения, наблюдающейся в кварцитах, подобных кварцитам нижней свиты Криворожья. Распределяются аксессуарные минералы в толще кварцитов очень неравномерно. Основными носителями редкоземельной минерализации среди них нужно считать такие, как циркон, монацит, ортит, рутил, лейкоксен, апатит. Кроме этих минералов в шлихах кварцитов были обнаружены пирит, пирротин, молибденит, висмутин, магнетит, хромит, сфен, роговая обманка, актинолит, гранат, турмалин, биотит и некоторые другие минералы. В различных породах основными концентраторами редкоземельных элементов являются различные аксессуарные минералы. В ультраосновных породах и амфиболитах главную роль собирателей-концентраторов играют апатит и циркон, в гнейсах — апатит, циркон, биотит; в гранитоидах — циркон, монацит, биотит, ортит и др. (Ивантишин, 1960, Рабинович, 1951).

Аксессуарная никелевая и кобальтовая минерализация

Никелевая и кобальтовая минерализация связана с магматогенными и гидротермальными процессами.

Первые приурочены к ультрабазитам: перидотитам, пироксенитам и серпентинитам, залегающим среди амфиболитов на Ново-Павловском, Ново-Даниловском, Васильковском и Северотерсянском участках. С полями мета- и ультрабазитов территориально совпадают проявления аксессуарной минерализации — никеля и кобальта.

Метаморфогенные проявления известны также в Терсянской зоне

сульфидной и редкометалльной минерализации. Территориально последняя совпадает с зоной распространения кварцитов нижней свиты, вскрытых на Северотерсянском участке.

Наконец, в зонах тех же ультрабазитов известны рудопоявления в коре выветривания в виде силикатного никеля. Краткая характеристика приведенных типов проявлений никеля сводится к следующему.

Ультрабазиты залегают в виде прерывистых тел мощностью до 25—30 м. Они представляют собой межпластовые интрузии — силлы.

Минералы, несущие никель и кобальт в этих породах, не выяснены. Содержание никеля варьирует от 0,001 до 1%, содержание кобальта — от 0,003 до 0,1%.

На Северотерсянском участке представлены кварциты нижней свиты. Это сравнительно высокометаморфизованные породы, в которых едва проглядывают реликтовые псаммитовые структуры.

Особенности минералогического состава таковы: кварц в виде крупных округлых зерен (реликтовый) и в виде мелких зерен в реликтовом цементе; слюды — синие и зеленые, по-видимому, фуксит; рутил, пирит, хромит и другие рудные минералы в виде неправильных зерен, располагающихся струями вдоль сланцеватости. В других шлихах встречен молибденит и висмутин — в виде единичных зерен с типичными для этих минералов формами.

Содержание никеля и кобальта в кварцитах по данным спектральных анализов: Ni — от 0,001 до 0,5%, Co — от 0,003 до 0,05%.

Сульфиды никеля на Северотерсянском участке не выявлены.

Минералогический анализ искусственных протолок кварцитов и спектральный анализ фракций общего разделения искусственных шлихов дает основание полагать, что никель и кобальт связаны здесь с пиритом, хромитом и пирротинном.

Тела ультрабазитов на Ново-Даниловском и Северотерсянском участках имеют сравнительно малую мощность (первые десятки метров). Ультрабазиты залегают круто, под углом 60—80°, чаще с падением на восток. В виду этого нельзя рассчитывать на сколько-нибудь большую по площади кору выветривания этих пород.

Сульфидная минерализация

Авторами были обнаружены и описаны следующие сульфидные минералы: пирит, пирротин, пентландит, марказит, мельниковит, молибденит и висмутин (Казаков, Горлицкий, 1963).

Наиболее часто встречаемым сульфидным минералом в ОПМА является *пирит*.

Главная масса пирита наблюдается в виде вкрапленных образований среди разных пород; особенно много их в углисто-кварцевых сланцах Северотерсянского участка. Меньшая часть пирита представлена прожилковым типом.

Спектральным анализом в 22 монофракциях пиритов была найдена широкая гамма элементов-примесей. По распространенности их можно разделить на две группы. К первой группе относятся такие микроэлементы, как марганец, никель, кобальт, хром, титан, медь, свинец и серебро, которые обнаружены практически во всех пробах пиритов и являются обычными примесями в пиритах Украинской железорудной провинции (Юрк, Шнюков, 1959; Рябоконт, 1961, 1963; Соловьева, 1961, 1962). Содержание их в пиритах колеблется в среднем от нескольких тысячных до десятых долей процента. При этом показатель степени равномерности распределения высокий для хрома и марганца,

средний для меди и свинца и сравнительно низкий для никеля и кобальта (рис. 23). Сравнение средних количеств перечисленных элементов в пиритах района с геохимическим фоном этих элементов в породах ОПМА дается на рис. 24, из которого следует, что количество кобальта, никеля, меди, свинца и серебра в пиритах значительно пре-

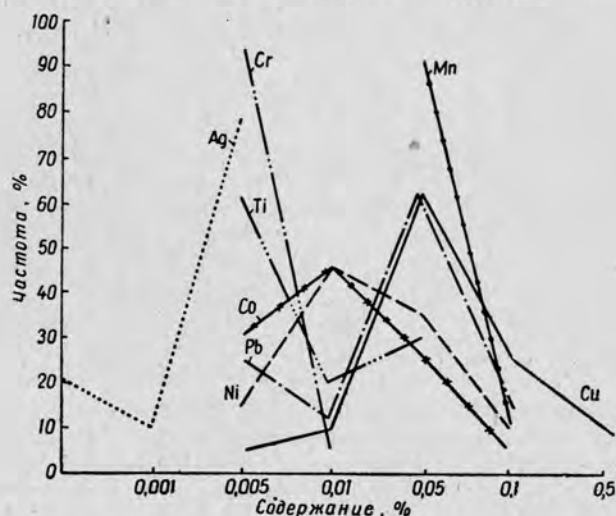


Рис. 23. Кривые частоты встречаемости некоторых элементов в пиритах из пород ОПМА (по данным 22 спектральных анализов пиритов из различных пород).

вышает фон вмещающих пород и, наоборот, количество титана, марганца и хрома в пиритах значительно ниже фонового (Горлицкий, 1962).

Вторую группу микроэлементов-примесей составляют мышьяк, висмут, сурьма, олово, ванадий, цинк и галлий. Эти элементы встречаются в пиритах района не постоянно, количество их сильно варьирует. Особенный интерес представляют среди них висмут и сурьма. Ф. И. Соловьевой (1962) было доказано, что висмут находится в пирите в виде дисперсных включений висмутитина. Она же открыла впервые на Криворожье кобальтин, что также, очевидно, позволяет объяснить теперь значительные примеси кобальта в пирите включениями дисперсно рассеянного кобальтинита. В нашем районе вслед за выявлением в спектральных анализах проб, обогащенных сульфидами, следов висмута был также обнаружен висмутин. Сурьма в анализах сульфидных минералов в ОПМА до настоящего времени в литературе не отмечалась. Примесь сурьмы в количестве 0,01—0,02% обнаружена нами в пиритах из амфиболита (Ново-Андреевский участок) и биотито-амфиболового гнейса (Павловский участок). Наличие в пиритах примеси сурьмы говорит о том, что нижняя температурная граница образования сульфидов в породах ОПМА находится где-то около 200—50°С, если принимать данные Ферсманом температурные интервалы выделения сурьмы (1959).

Одновременно с такими «низкотемпературными» примесями в пиритах есть ряд элементов, вхождение которых в пирит возможно только при больших температурах его образования. Учитывая также несомненные примеры образования по пириту пирротина, мы можем

говорить о том, что сульфидная минерализация ОПМА и, в частности, образование сульфидов происходило в очень широких температурных пределах.

Интересным является также факт обогащения пиритов ОПМА мышьяком, он встречен в 55% всех проанализированных проб пиритов. В пирите, который был выделен из углистого сланца (Северотерсянский участок), содержание мышьяка достигает 0,5%. Такое интен-

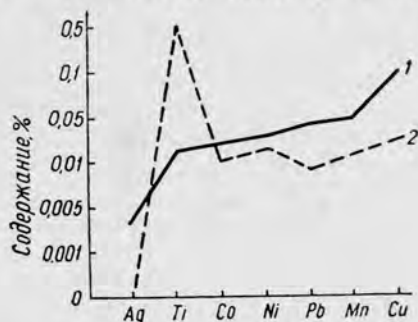


Рис. 24. Среднее содержание некоторых микроэлементов в пиритах ОПМА (по данным 22 анализов):

1 — содержание в пиритах; 2 — содержание в породах ОПМА (геохимический фон).

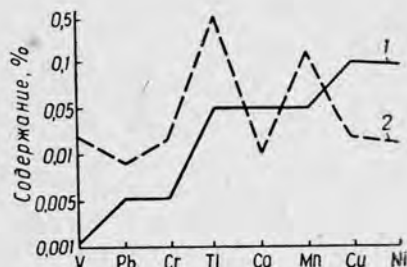


Рис. 25. Среднее содержание некоторых элементов в пирротинах ОПМА (по данным трех анализов):

1 — содержание в пирротинах; 2 — содержание в породах ОПМА (геохимический фон).

сивное заражение пирита мышьяком в других районах Украинской железорудной провинции не наблюдалось (Юрк и Шнюков, 1959; Рябонь, 1961). В породах Кривбасса Каниболоцким, Загянским, Юрком и Шнюковым (1959) описан арсенопирит, отмечаются явления замещения арсенопиритом пирита. Однако в пиритах Кривбасса мышьяк встречен только в единичных случаях. Возможно, что в случаях значительного содержания мышьяка в пиритах ОПМА, мы имеем дело именно с такими «постарсенопиритными» пиритами.

В последние годы анализу микроэлементов-примесей в пиритах придается большое значение. Так называемые «надрудные пириты» (Красников, 1959) имеют важное поисковое значение.

В Украинской докембрийской железорудной провинции содержание в пиритах примесей висмута и меди также является поисковым признаком на некоторые типы рудных залежей.

Вторым по распространенности после пирита сульфидным минералом в породах ОПМА является *пирротин*. Так же, как и в Криворожско-Кременчугской полосе, в количественном отношении его значительно меньше пирита, но он почти постоянно его сопровождает.

Пирротин в районе ОПМА встречается во многих разновидностях пород, но наиболее часто он связан с мета- и ультрабазитами, сланцами и скарноидами, где образует мелкую вкрапленность, прожилковые и гнездообразные скопления. Проявления пирротина в сланцах Северотерсянского участка и скарноидах Ново-Андреевского свидетельствуют о возможности обнаружения в аналогичных условиях промышленных выделений сульфидных, существенно пирротиновых руд. Спектральный анализ пирротина показал наличие в нем примесей никеля, кобальта, меди, свинца, титана, хрома, ванадия и галлия. Сравнение средних содержаний некоторых элементов в пирротинах ОПМА со средними содержаниями этих элементов в породах дается на рис. 25.

Очень редким для ОПМА сульфидным минералом является *пентландит*. Встречается он в мета- и ультрабазитах южных участков главным образом в виде мелких (0,1 мм) включений в пирротине.

Марказит наблюдается в очень незначительном количестве и, как правило, развивается по пирротину. Он встречается на южных участках, в районе г. Орехова. Образуется при выветривании пирротинсодержащих горных пород в зоне уровня грунтовых вод и при разложении первичномагматического пирротина в мета- и ультрабазитах в зонах тектонических нарушений.

На южных участках, кроме того, отмечаются единичные находки *мельниковита* в магнетито-гиперстеновых кварцитах и габбро-амфиболитах, где он развивается по пирротину вместе с марказитом.

Халькопирит встречен в виде мелкой вкрапленности в разных сланцах Северотерянского участка, в железистых кварцитах Северотерянского, Ново-Павловского, Гуляй-Польского и Васильковского участков, а также в небольшом количестве в амфиболитах Ново-Павловки и в биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсах Павловского участка.

Кроме того, халькопирит встречается в очень небольшом количестве в ультраметаморфических образованиях и в маломощных кварцевых, кварцево-сульфидных и карбонатных глинах.

Молибденит встречен на Ново-Даниловском участке, в биотитовых гнейсах в виде мелких единичных зерен вместе с пиритом и пирротинном, на Северотерянском участке в кварцитах, на Павловском участке в биотитовых и биотито-роговообманковых гнейсах. Он имеет вид пластинчатых или листоватых агрегатов и зерен неправильной формы размером 0,1—0,2 мм.

Висмутин в ОПМА впервые обнаружен в кварцитах Северотерянского участка (Казаков, Горлицкий, 1963). Висмутин наблюдается в интенсивно сульфидизированных участках вместе с преобладающим пиритом и содержащимся в небольшом количестве молибденитом в виде послойной вкрапленности.

Вопросы генезиса описанной сульфидной минерализации тесно переплетаются с вопросами развития всей железорудной провинции. В начальные и ранние этапы развития подвижной области Украинской железорудной провинции преобладали опускания и зарождались большие геосинклинальные прогибы с накоплением в них осадочно-вулканогенных толщ (Белевцев, Каляев и др., 1960). С этим периодом связано накопление значительной части металлов, за счет которых впоследствии образовалась большая часть вкрапленных сульфидных минералов типа пирита, пирротина и халькопирита. Об этом свидетельствует их приуроченность к разного рода сланцам, особенно углистым и кластогенным кварцитам. В процессе метаморфизма осадочных толщ произошла полная раскристаллизация сульфидных минералов. В начальные этапы развития геосинклинальной области происходила интенсивная вулканическая деятельность и шло внедрение ультрабазитов, с этими породами связаны сульфиды магматического происхождения, косвенным доказательством этого является наличие включений пентландита в пирротине. Соотношение никеля и кобальта в пирите из осадочно-метаморфических пород ОПМА в большинстве случаев превышает 1 и в среднем равняется 1,4—1,35, что также говорит в пользу их осадочного генезиса (Pankama, Sahama, 1950). Однако анализы некоторых пиритов дают отношения никеля к кобальту 0,2, в случае жильной формы выделения таких сульфидов их можно, вероятно, отнести к гидротермальным образованиям.

В средний этап образования геосинклинальной области широко проявились метаморфизм и гранитизация пород, которые сыграли важную металлогеническую роль в формировании ряда крупнейших метаморфогенных месторождений (Белевцев, Каляев, Стрыгин и др., 1960). Именно в конечной стадии гранитизации проявились процессы, иммитирующие гидротермальное рудообразование. Процессы ультраметаморфизма приводили, как это представляет Н. Г. Судовиков (1960), к мобилизации рудных компонентов, обогащению ими растворов и перераспределению в стадию постгранитизации. Значительная часть рудных компонентов выносилась из зон гранитизации в более высокие горизонты пород, которых не коснулись эти процессы, а часть фиксировалась в виде рудных отложений в зоне регионального метаморфизма в сложноскладчатых, тектонически нарушенных породах.

В стадию постгранитизации образовались кварцево-сульфидные и карбонатные гидротермальные жилы, приуроченные к трещинам нарушений.

Результаты геологоразведочных работ последних лет заставляют по другому смотреть на перспективы поисков сульфидных месторождений в Украинской железорудной провинции. С этой точки зрения широкая гамма элементов-примесей в пиритах Орехово-Павлоградский полосы, особенно таких, как никель, кобальт, медь, мышьяк, висмут и сурьма, заставляют обратить особое внимание на изучение сульфидной минерализации этого района.

Металлогеническое районирование

В восточной части Украинской железорудной провинции выделена крупная металлогеническая единица — Белозерско-Запорожская структурно-металлогеническая зона. В свою очередь, в ней выделены Белозерско-Конкский и Орехово-Павлоградский рудные пояса.

Ниже предлагаются металлогенические подразделения для Орехово-Павлоградского рудного пояса. Выделение зон рудопроявлений или полей с повышенной минерализацией сделано на основе массовых спектральных и химических анализов.

Металлогенические зоны и поля сгруппированы по генетическим признакам. Выделенные металлогенические элементы показаны на прилагаемой схематической геолого-металлогенической карте (см. рис. 18).

Метаморфогенные (осадочно-метаморфические) рудные зоны и поля с повышенной металлоносностью и минерализацией

Васиновская железорудная зона. К ней отнесены структуры западной части ОПМА, расположенные в зоне Павловка—Терсянка—Васиновка. К этой зоне приурочены наиболее крупные магнитные аномалии, отвечающие сравнительно мощным горизонтам железистых пород. Среди них обычны амфиболо-магнетитовые роговики криворожского типа. Суммарная мощность железистых пород достигает 100—175 м (Васиновский и Северотерсянский участки). На северном продолжении Васиновской зоны выделяется *Троицко-Павлоградская зона*.

Ново-Павловское и Ново-Даниловское железорудные поля и Дебальцево-Васильковская железорудная зона. Здесь железистые породы залегают в нижней — существенно вулканогенной серии и отличаются малой мощностью. Для них отмечается сравнительно высокий метаморфизм — ступень гнейсов и амфиболо-пироксено-магнетитовых

кварцитов. Они менее перспективны, чем железистые породы Васиновской зоны, но не исключена возможность выявления в них более крупных залежей бедных железных руд.

Терсянская зона акцессорной сульфидной и редкоземельной минерализации. Территориально она приурочена к зоне распространения кварцитов нижней свиты, вскрытых на Северотерсянском участке. Эти кварциты в виде прерывистой полосы прослеживаются на север в направлении Павловки и на юг — в направлении Васиновки. К кварцитам приурочена такая же акцессорная минерализация, как в нижней свите криворожской серии: циркон, рутил, хромит, монацит, сульфиды и сопутствующие им редкоземельные элементы.

Магматогенные и гидротермальные метаморфические рудные зоны и поля с повышенной металлоносностью и минерализацией

К ним относятся *Ново-Павловское, Васильковское и Троицко-Павлоградское* поля акцессорной кобальтовой и никелевой минерализации. Они приурочены к ультрабазитам: перидотитам, пироксенитам и серпентинитам, залегающим в виде небольших пластовых тел среди амфиболитов.

Кроме того, в северной части Орехово-Павлоградского пояса, по данным О. Тимошенко (трест «Днепрогеология»), выделяется поле акцессорной редкометальной минерализации (циркон-тантал-ниобиевой), связанной с массивом щелочных пород (фойяитов и нефелиновых сиенитов).

С полями мета- и ультрабазитов территориально совпадают гидротермальные проявления акцессорной минерализации: молибдена, серебра, кобальта, никеля, меди, иногда мышьяка и сурьмы. Сульфидная минерализация почти всех перечисленных выше элементов отмечается также в кварцитах, кварцево-хлоритовых и кварцево-хлорито-амфиболовых сланцах Терсянской зоны.

Экзогенные рудопроявления и акцессорная минерализация

К ним относится Преображенское поле силикатно-никелевой минерализации, связанное с корой выветривания ультрабазитов, и Преображенское поле акцессорной монацитовой минерализации, приуроченное к коре выветривания мигматитов и контактирующих с ними биотитовых гнейсов.

ПРИАЗОВСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПРИАЗОВЬЯ

В пределах Украинского кристаллического щита по геоструктурному положению достаточно четко выделяется его юго-восточная краевая часть — Приазовский блок. История геологического развития Приазовского блока имеет своеобразные, ярко проявившиеся черты — образование приазовского щелочного комплекса в протерозое, интенсивная вулканическая деятельность в зоне перехода к Донбассу в палеозое, тектоническое отчленение от остальной части УКЩ и формирование Конкско-Ялынской впадины в мезо-кайнозое и т. д.

Особенно наглядно своеобразие этой юго-восточной части щита проявляется в формировании полезных ископаемых, генетически связанных с редкометальными пегматитами, щелочным комплексом, палеозойскими вулканическими образованиями зоны сочленения с Донбассом, что позволяет выделить этот район в особую Приазовскую металлогеническую провинцию.

Территория Приазовья находится в пределах Донецкой, Запорожской и Днепропетровской областей УССР. В качестве геологического региона Приазовье охватывает Приазовский кристаллический блок с его склонами, зону сочленения кристаллического массива с Донбассом и южную часть Конкско-Ялынской впадины, тесно связанных в своем развитии с Приазовским блоком и обладающих комплексом полезных ископаемых генетически или пространственно обусловленных процессами формирования этого блока.

Условными географическими границами Приазовья являются: на западе — долина реки Молочной; на севере — линия, проходящая через Гуляй-Поле, Старомлиновку, далее по р. Сухой Волновахе и верховье р. Грузского Еланчика; на востоке — государственная граница; на юге — берег Азовского моря.

Специализированные металлогенические исследования в региональном масштабе до последнего времени в Приазовье не проводились. В процессе общего геологического изучения района отдельные вопросы металлогении освещались в работах П. И. Лебедева, В. И. Лучицкого, И. С. Усенко, Н. П. Семененко, Н. Т. Вадимова, В. Н. Гладкого, Е. М. Матвиенко, И. Д. Царовского, В. И. Кузьменко, М. Н. Ивантишина, Ю. Ю. Юрка, Г. В. Жукова и др.

В связи с широким развитием после Великой Отечественной войны поисковых и разведочных работ, главным образом на редкие металлы, в Приазовье проведены в значительных объемах шлиховое опробование, металлотрическая съемка на отдельных площадях, ревизионное опробование ранее известных рудопроявлений, отраслевая крупномасштабная геологическая съемка перспективных зон.

Поисково-разведочные работы проводились геологами производственных организаций Н. В. Богдановым, С. Т. Борисенко, М. Д. Байчуком, И. Р. Вахно, Л. П. Гоголем, Е. И. Джелгеном, А. Я. Древиным, А. И. Зарицким, Е. К. Калашниковым, А. И. Лыковым, С. В. Нечаевым, П. А. Полевой, П. С. Пятницей, Б. Н. Черновым, И. Д. Энтелисом и др. В результате этих работ выявлен ряд рудопроявлений и промышленных месторождений, изучение которых дало новый материал для металлогенической характеристики Приазовья.

Геологическим базисом района является докембрийский кристаллический фундамент.

Его основным геологическим фоном является гнейсово-мigmatитовый комплекс пород, образующих глубоко эродированное архейское складчатое сооружение чрезвычайно сложного строения. Простирание таких «маркирующих» горизонтов и пачек, как кварциты, графитовые гнейсы, мраморизованные известняки, амфиболиты и ориентировка гнейсовидности мигматитов позволяют выделить ряд антиклинальных и синклинальных складок. Господствующее северо-западное направление структур постепенно меняется в среднем Приазовье на субмеридиональное и к востоку от р. Кальмиуса на северо-восточное.

Трудность в расшифровке архейских структур объясняется, кроме слабой обнаженности, наличием опрокинутых складок, очень простыми, часто вертикальными, углами падения и интенсивным метаморфизмом пород.

В общих чертах с запада на восток выделяются следующие крупные складки: Корсакская синклиналь, антиклиналь р. Обиточной, синклиналь верховьев р. Берды, антиклиналь Темрюк — Каратыш, синклиналь между реками Каратыш и Кальчик, синклиналь бассейна Кальчика и антиклиналь к востоку от Кальчика.

На фоне общей складчатости наблюдаются сравнительно мелкие куполовидные поднятия (например, участок, выделенный И. Д. Царовским по р. Восточному Кальчику в районах с. Лидино — Алексеевка), образующие дополнительную дисгармоническую складчатость. С общей складчатостью наблюдается синорогенная связь гранодиоритов и гранитоидов, аналогичных породам кировоградско-житомирского комплекса.

Менее ясно отношение к складчатому архею анадольских гранитов, развитых по Восточному Кальчику. Образование их условно относится к нижнему протерозою. К этому же периоду, видимо, приурочено дальнейшее развитие Корсакского синклинория и некоторое его переустройство, а также заложение субмеридиональных тектонических зон, аналогичных Мануильскому разлому.

Начиная с верхнего протерозоя, территория Приазовья в процессе дальнейшего тектонического развития участвовала в качестве жесткого массива, расчлененного на отдельные блоки, с различной интенсивностью относительных перемещений. В восточном Приазовье в этот период проявилась интенсивная магматическая деятельность, в результате которой произошло формирование крупных массивов щелочных пород. Не исключена возможность, что наряду с обновлением субмеридиональных разломов уже в это время были заложены разломы субширотного простирания, наиболее интенсивно проявившиеся к северу от Приазовья в палеозое.

Герцинским орогенезом было создано складчатое сооружение Донбасса к северо-востоку от Приазовья. Вблизи кристаллического массива следствием этого явилось возникновение (и, возможно, частичное обновление ранее заложеной) системы субширотных разломов, обусловивших интенсивную вулканическую и гидротермальную деятельность.

В пределах кристаллического блока были образованы широтные разломы, к которым нередко приурочены дайки.

В последующий период после сложной и длительной истории формирования рельефа Приазовья, характеризующейся чередованием морских трансгрессий и господствующих денудационных процессов, к концу мезозоя описываемый кристаллический блок имел полого-волнистую поверхность, покрытую верхнемеловым морем, над уровнем которого возвышались приподнятые участки суши.

В связи с тектоническими процессами, наиболее интенсивно проявившимися в конце верхнего мела и начале палеогена, преобладали восходящие движения фундамента с обособлением его в самостоятельный геоструктурный район — Приазовье. Образовавшаяся Конкско-Ялынская впадина и Ореховский ров отделили его от остальной северо-западной части Украинского кристаллического щита. В южной части массива преобладали нисходящие движения, приведшие к образованию Азовской впадины.

В настоящее время Приазовье представляет собой в различной степени приподнятый блок кристаллических пород, обрамленный почти со всех сторон крутыми, ступенчатыми склонами, перекрытыми палеозойскими и мезо-кайнозойскими осадочными образованиями (рис. 26).

В истории геологического развития Приазовья могут быть выделены такие этапы, или циклы, характерные своеобразием тектоно-магматической деятельности и особенностями металлогении: архейский, раннепротерозойский, позднепротерозойский, палеозойский, мезокайнозойский.

Архейский тектоно-магматический цикл

Архейский тектоно-магматический цикл охватывает длительный период, характеризующийся накоплением мощных осадочных толщ, интенсивной эффузивной деятельностью, горообразовательными процессами с образованием синорогенных интрузий от диоритового до гранитного состава и их производных — пегматитов.

Осадочные и вулканогенные образования. Мощная толща песчано-глинистых, песчанистых, в меньшей степени — известковистых, глинисто-углистых, кремнисто-железистых осадков и эффузивных образований основных лав в результате интенсивного метаморфизма и гранитизации преобразована в гнейсово-мigmatитовый комплекс пород. Среди гнейсов развиты обычные для Украинского кристаллического щита разновидности: пироксено-плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые, графито-биотитовые, биотито-гранатовые, гранато-амфиболовые. В меньшей степени развиты амфиболиты, кварциты, железистые кварциты, известняки мраморизованные, магнезиальные кристаллические сланцы и др.

Мigmatиты, наиболее широко распространенные по площади, — глубоко метаморфизованные, гранитизированные первичноосадочные породы, разновидности которых выделяются по темноцветным компонентам (биотитовые, роговообманковые, пироксеновые), текстурным особенностям (полосчатые, теневые и т. д.) или по другим особенностям. Изучены эти породы очень слабо, особенно вопросы геохимии связанных с ними металлов.

Магматические образования. Породы основной — ультраосновной магмы в Приазовье образуют небольшие по масштабам тела, залегающие в виде линз среди мigmatитов и гнейсов.

Диориты, гранодиориты, гибридные граниты, развитые преимущественно в западном Приазовье, образуют обширные поля, в которых чередуются с мigmatитами и постепенно в них переходят. Характерна их приуроченность к ядрам антиклиналей. Возможно, что образование магматического материала происходило за счет ультраметаморфизма гнейсовой толщи на значительных глубинах.

Для последующих фаз магматического цикла характерно образование довольно многочисленных массивов кислых пород, представленных серыми, биотитовыми, равномернозернистыми гранитами; серыми порфировидными; розово-серыми; розовыми; аплитовидными, пегматоидными и другими разновидностями гранитоидов, которые можно параллелизовать с кировоградско-житомирским комплексом.

С последними стадиями интрузивной деятельности связано образование аплитов, пегматитов.

С завершением этого цикла тектоно-магматической деятельности на территории нынешнего Приазовья был создан ряд крупных структур, имеющих общее северо-западное простирание в западной части района. Через субмеридиональное простирание в Восточном Приазовье структуры принимают северо-восточную ориентировку. В настоя-

щее время архейское складчатое сооружение глубоко эродировано, в связи с чем здесь развит определенный комплекс полезных ископаемых.

Полезные ископаемые. Полезными ископаемыми, связанными с метаморфизованными осадочными отложениями, являются железные руды, приуроченные к железистым кварцитам, образующим маломощные прослои в гнейсово-мigmatитовых породах (например, к западу от с. Первомайского), а также графитовые гнейсы (рр. Берда, Берестовая, Темрюк, Каратыш, Кальчик, Вали-Тарама, Водяная; месторождение Старокрымское), мраморы (сс. Карла Маркса, Осипенко, Перемога), кварциты (рр. Берда, Каратюк, Каратыш), вермикулит в зонах развития гидратизированных биотитовых гнейсов (р. Каратыш); дистен — силлиманитовые сланцы (верховья р. Конки).

Из метаморфогенных рудопроявлений, связанных с эффузивами основных лав, следует отметить несколько повышенное содержание в них титаномагнетита, не представляющее, однако, промышленного интереса.

Магматогенная минерализация, выходящая за пределы обычной аксессуарной минерализации, характерна для ортитовых гранитов мегилы «Салтычья».

Образования пегматитовой фазы широко развиты в западном Приазовье в бассейне р. Обиточной и, в меньшей степени, на северо-востоке в бассейне р. Мокрой Волновахи.

Пегматиты западного Приазовья, образование которых связано преимущественно с интрузией гранитов кировоградско-житомирского комплекса, являются качественным сырьем для керамической промышленности. Их минерализация, по преимуществу редкометальная, бедна и, по-видимому, не имеет практического интереса. В пегматитах встречаются топаз, турмалин, гранат, рутил, апатит, циркон, цитролит, ильменит, магнетит, флюорит, биотит, мусковит, лепидолит и другие минералы.

Большинство пегматитовых полей пространственно тяготеет к областям развития гранитных массивов кировоградско-житомирского комплекса. В их пространственном размещении нет видимой закономерности. Лишь в пределах Сорокинской тектонической зоны, вытянутой в северо-западном направлении, локализация пегматитовых тел подчинена четко структурному контролю.

С гидротермальной деятельностью этого цикла, возможно, связано образование амфибол-асбеста в районе с. Куйбышево.

Раннепротерозойский тектоно-магматический цикл (?)

Бесспорных доказательств проявления субмеридиональной раннепротерозойской (?) складчатости в Приазовье нет.

Этому циклу соответствуют породы железорудной осадочно-метаморфической толщи, слагающие в Западном Приазовье в пределах Корсакского синклинория останцы корневых частей двух синклинальных складок. Эти породы могут считаться аналогами пород криворожской серии.

На остальной территории Приазовья к раннепротерозойскому времени условно следует отнести заложение субмеридиональных зон разломов. Возможно, что к этому же времени относятся розовые, розово-серые граниты анадольского типа, которые многими исследователями считаются более молодыми, чем гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса. К субмеридиональным и северо-северо-западным

разломам приурочены биотитовые пегматиты с характерной акцессорной редкоземельной минерализацией. Биотитизированные пегматиты образуют крупные поля и зоны (Мало-Янисольская, Темрюкская, Каратюкская). Отдельно взятые пегматитовые тела маломощны, чаще характерно обилие тонких инъекций в пределах сравнительно узких полос.

Полезными ископаемыми являются, главным образом, железные руды, которые по генетическому признаку, по Г. В. Жукову, разделяются на осадочные метаморфизованные руды — магнетитовые кварциты, контактово-метасоматические (скарновые руды) и гипергенные руды — бурые железняки.

Позднепротерозойский тектоно-магматический цикл

Для позднепротерозойского цикла характерно оживление субмеридиональных и образование северо-северо-западных разломов и интенсивное проявление магматической деятельности, захватившей восточную половину Приазовья.

С наиболее ранними породами — габбро-перидотито-пироксенитами, развитыми в пределах Октябрьского щелочного массива, связана титановая минерализация.

Отнесение к позднепротерозойскому циклу гранитов сс. Екатериновки и Каменных МогиЛ нельзя считать бесспорным, так как оно базируется главным образом на определениях абсолютного возраста. Для этих гранитов характерна разнообразная акцессорная минерализация, а также обильная сульфидная минерализация, связанная с постмагматической деятельностью.

Пространственно и генетически с массивами этих гранитов и тяготеющими к ним зонами разломов связаны рудопроявления касситерита, шеелита, вольфрамита и акцессорная редкометальная минерализация; довольно часто встречаются топаз, флюорит.

В следующую фазу магматической деятельности были образованы крупные интрузивы диаллага-роговообманковых, биотито-роговообманковых гранитов и сиенитов: Октябрьский, Южно-Кальчикский, Кальмиусский, Еланчикский. В пределах Октябрьского интрузива с крайними дифференциатами пород щелочного комплекса и метасоматическими процессами связаны проявления нефелинсодержащих пород — мариуполитов и фойяитов, а также редкометальная минерализация.

С граносиенитами связана молибденовая минерализация, приуроченная к разломам широтного и субмеридионального простираний.

Недостаточно ясен возраст свинцово-флюоритовых жил северо-северо-восточного простирания в нижнем течении Кальмиуса. Акцессорная редкоземельная минерализация и интенсивное ощелачивание тектонических зон этого участка дают основание говорить о генетической связи этого рудного узла с интрузивными породами щелочного комплекса. Вместе с тем, свинцово-флюоритовое оруденение значительно более характерно для палеозойского тектоно-магматического цикла, с которым связана металлоносность, проявившаяся наиболее интенсивно в верховьях Еланчика, на границе Приазовья с Донбассом.

Палеозойский тектоно-магматический цикл

Рудопроявления, связанные с герцинским циклом, приурочены главным образом к зоне сочленения Приазовского кристаллического выступа со складчатым сооружением Донбасса. Эта зона, достигающая десятка километров по ширине и ограничивающая с северо-востока

кристаллический массив на протяжении многих десятков километров, выделяется в особый регион, характеризующийся своеобразной структурой, вулканизмом, металлогенией (Нечаев, 1959).

Осадочные отложения в пределах этой зоны представлены конгломератами, аркозовыми кварцитовидными песчаниками, сланцево-карбонатными и туфогенными породами среднего девона и песчано-сланцево-известняковой толщей нижнего карбона. Дайково-эффузивный комплекс представлен спилито-кератофирами, диабазами, диабазовыми порфирирами и их туфами, андезитами, трахитами, трахиандезитами, порфирирами, ортофирами, альбитофирами, малиньитами.

Структура зоны сочленения очень сложна. Зона представляет в общих чертах моноклиналь, осложненную горст-грабеновой мозаикой, образованной разломами субширотного, северо-восточного и северо-западного простираний.

Из эндогенных рудопроявлений определенный интерес представляют: повышенная концентрация апатита в базальтоидных породах к северо-западу от с. Покрово-Киреево; образование гранат-эпидотовых скарнов в районе Покрово-Киреевского грабена, а также с. Ново-Троицкого. Совершенно недостаточно изучены и опоскованы, но достаточно перспективны зоны гидротермальной сульфидной минерализации с повышенным содержанием кобальта, меди, молибдена, приуроченной к местам пересечения субширотных и северо-восточных разломов, а также свинцово-цинковые рудопроявления в кварцево-карбонатных жилах.

Чрезвычайный интерес представляет интенсивная гидротермальная деятельность в районе с. Покрово-Киреева, вызвавшая флюоритизацию известняков карбона на большой площади и образовавшая на пересечении субширотного и северо-северо-восточного разломов крупное месторождение флюорита.

Видимо, с этим же этапом связана ртутная минерализация, установленная в северной части Мануйльского разлома.

С экзогенными процессами еще с домелового времени связано формирование коры выветривания площадного типа. Это способствовало образованию элювиальных месторождений редких металлов, а также «высвобождению» из коренных пород более устойчивых минералов, которые при размыве и переносе продуктов коры выветривания создавали значительную концентрацию шлихов в особо благоприятных условиях осадконакопления. С другой стороны, наиболее легкие и мелкие фракции в процессе переноса образовали в спокойных водных бассейнах на некотором удалении от воздымающегося кристаллического массива залежи высококачественного каолина.

На территории Приазовья в настоящее время известны следующие основные морфогенетические типы россыпей:

Элювиально-делювиальные — элювиальные, связанные с древней корой выветривания, элювиальные, связанные с зоной дезинтеграции, делювиальные.

Аллювиальные — долинные, террасовые, русловые, ложковые, дельтовые.

Морские — прибрежные, пляжевые, берегового вала.

Эоловые — дюнные.

Техногенные — отвальные.

Многие из перечисленных типов россыпей могут быть более детально подразделены как по возрастному признаку, так и по условиям залегания. Например, широко развитые в Приазовье террасовые россыпи прослежены в широком диапазоне времени от олигоцена до современ-

ного отдела; россыпи пляжа могут подразделяться на затопленные, погребенные, современные и т. д.

По составу полезных компонентов россыпи, преимущественно комплексные, находятся в заметной зависимости от состава тех материнских пород, за счет разрушения которых они образованы.

Закономерности пространственного размещения россыпей могут быть охарактеризованы следующими общими чертами. В пределах приподнятой части кристаллического массива развиты элювиальные и аллювиальные россыпи; на северном и западном склонах — третичные прибрежно-морские, дельтовые и погребенных долин; на южном склоне — современные прибрежно-морские и эоловые.

Металлогеническое районирование

В пределах Приазовской металлогенической провинции могут быть выделены следующие металлогенические районы: западное Приазовье, среднее Приазовье, восточное Приазовье, склоны массива и Конкско-Ялынская впадина.

Западное Приазовье характеризуется преимущественным проявлением металлогении, связанной с архейским тектоно-магматическим циклом. Широко развиты керамические пегматиты с редкометальной минерализацией, а также метаморфогенные рудопроявления — графит, амфибол-асбест, мраморы, кварциты, корунд, силлиманит, вермикулит и др.

На крайнем юго-западе этого района — следы раннепротерозойского осадконакопления и складчатости в виде останцов синклиналей с бедными железными рудами Корсак-Могила, г. Куксунгур и др.

Среднее Приазовье, охватывающее бассейны рек Каратюк, Каратыш, Калец, Западный Кальчик, характеризуется широким развитием биотитизированных пегматитов с акцессорной редкоземельной минерализацией, часто приуроченных к разломам субмеридионального простирания. Существенную роль в металлогении этого района играют более молодые оловоносные граниты типа «Каменных Могила».

Пространственно и генетически с этими гранитами связаны рудопроявления олова, вольфрама, а также акцессорная редкоземельная и редкометальная минерализация. Характерно наличие топаза, флюорита.

Восточное Приазовье — район преимущественного развития пород позднепротерозойского магматического цикла — габбро, перидотитов, пироксенитов, граносиенитов, щелочных гранитов и сиенитов, нефелиновых сиенитов. Магматогенные, метасоматические, гидротермальные рудопроявления и минерализация титана, молибдена, полиметаллов, редких металлов. Ультращелочные породы как сырье для получения глинозема.

Склоны массива и Конкско-Ялынская впадина. Формирование этих геоструктурных элементов Приазовья связано с мезо-кайнозойским этапом развития. В конце позднего мела и начале палеогена в результате общего поднятия Приазовского блока произошло его обособление от Днепровско-Бугского блока.

Склоны массива и обширная Конкско-Ялынская депрессия покрывались мощными континентальными и морскими отложениями, вмещающими третичные и современные россыпи, а также киммерийские железные руды осадочного происхождения.

БРУСИЛОВ-ОДЕССКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

После открытия в 1959 г. Володарской группы магнитных аномалий можно выделить в составе Украинского щита новую полосу нижнепротерозойских образований. Эта полоса объединяет большое число мелких магнитных аномалий интенсивностью 1000—60 000 γ, размещенных между г. Брусиловым (75 км западнее Киева), Ружиным, Володаркой, Гайвороном, Первомайском, Ананьевом и Одессой. Предполагается, что эта полоса объединяет толщи, аналогичные по своей геотектонической роли криворожским, но существенно гранитизированные. В первом приближении эта полоса представляет собой, подобно Криворожью, геосинклинальный прогиб, тогда как Кировоградский блок с Корсунь-Новомиргородским плутоном являются геантиклиналью. Геологическое и, особенно, металлогеническое значение Брусилов-Одесской зоны пока еще не вполне ясно. В настоящей книге она рассматривается впервые, если не считать краткого упоминания о ней в работе П. М. Рудницкого (1961).

ОБОСНОВАНИЯ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ПОЛОСЫ БРУСИЛОВ—ОДЕССА

Рассматриваемая полоса до сих пор не выделялась, как по причине исключительно высокой степени ультраметаморфизма слагающих ее пород, так и в результате укоренившихся принципиальных положений о стратиграфии и магматизме Украинского щита, а также вытекающих из них представлений о структуре. В частности, фигурирующий в ряде работ Бугский антиклинорий, протягивающийся через всю западную часть Украинского щита, сечет выделяемую нами полосу, не оставляя для нее места. Однако другие структурные построения (Кужелова, 1957, Усенко, 1958 и др.) содержат ряд элементов, приближающих эти схемы к нашим представлениям (см. сопоставление тектонических схем, рис. 27).

Для выделения полосы Брусилов — Одесса был выполнен анализ структур, имеющий, как известно, решающее значение при геотектоническом анализе палеонтологически немых толщ. Несмотря на отсутствие в районе выдержанных маркирующих горизонтов (в том числе отражающихся в физических полях) с помощью рассмотрения магнитометрических и собственно геологоструктурных данных были определены и прослежены линии простираия и элементы залегания. Для этого использовалась методика, предложенная Г. К. Кужеловым (1957), с учетом непараллельности линий простираия, более широкой интерпретации относительных и абсолютных минимумов, выделения дизъюнктивов по сериям изгибов простираия, степени «полосчатости» и пр. Сущность метода состоит в объединении точек максимумов на графиках Z_a или T_a по параллельным профилям съемки. Кроме того, учитывалась форма графиков, общий характер магнитного и гравитационного полей и другие геофизические данные. Применимость такого способа интерпретации вполне допустима, исходя из представления о гранитизации как послойном выносе темноцветных компонентов, особенно железа, что создает дифференциацию в распределении магнетита и отражается в характере графиков Z_a или T_a .

Эта методика позволила составить общую канву, на которую наносился весь имевшийся фактический материал геологической съемки и собственные наблюдения. Последующий этап структурного анализа заключался в отстройке серии разрезов поперек рассматриваемой части Украинского щита на основе наблюдавшихся элементов залегания.

Хотя в составленных разрезах (рис. 28) в результате скудности фактических данных, большой протяженности и отсутствия глубоких скважин значительное место занимает интерполяция и экстраполяция, все же они позволяют судить, в первом приближении, о характере структур и о последовательности залегания толщ.

Непредубежденное рассмотрение геофизических и геологических фактов позволило, во-первых, установить, что преимущественно северо-западное простираие пород в Побужье к северу постепенно переходит в субмеридиональное и с некоторыми частными отклонениями продолжается до бассейна Тетерева. Во-вторых, достаточно четко вырисовывается полоса пород повышенной магнитности, ограниченная с востока и запада относительно ровными и слабоинтенсивными (до отрицательных) магнитными полями над Уманско-Белоцерковским и Чудново-Бердичевским районами развития гранитоидов. В-третьих, в ряде случаев обнаруживается структурное несогласие (по линиям магнитных простираий) между выделившейся полосой и названными районами ее окаймления, а также наличие ограничивающих разломов (Джурин-Немировский, вдоль р. Синюхи и др.).

Вторым признаком для выделения Брусилов-Одесской полосы послужил формационный анализ, выполненный путем выделения и прослеживания от разреза к разрезу характерных толщ, которые сопоставляются с разрезом Орехово-Павлоградской полосы (рис. 29). Это свидетельствует о наличии в Брусилов-Одесской полосе примерно такой же последовательности толщ, как и в криворожской геосинклинальной серии.

Предположение об одновозрастности тетерево-бугской и криворожской серий впервые было высказано в 1953 г. Ю. Ю. Юрком, полагавшим образование этих серий в едином послепалеозойском бугско-криворожском орогеническом цикле с субмеридиональными структурами. Сейчас это предположение подтверждается результатами выполненного структурного и формационного анализа, а также более расширенным представлением о составе тетерево-бугской серии. Раньше В. И. Лучицкий (1934) в состав этой серии включал первоначально глинистые осадки (биотитовые, биотит-пироксен-роговообманковые и другие гнейсы), метаморфизованные глинисто-карбонатные, карбонатные осадки (кристаллические известняки и другие магнезиальные породы), кварциты (песчанистые осадки) и, в качестве наиболее характерных, — угленосные образования, преобразованные в графитовые гнейсы. Более поздние исследователи (Ткачук, 1947, Вадимов, 1958 и др.) включают в эту серию также силлиманито-кордиеритовые, гранатовые амфиболо-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты, а с открытием володарских железистых кварцитов их участие значительно увеличилось.

Нам представляется, что в состав тетерево-бугской серии должны быть также включены мигматиты, чарнокиты, собиты, которые представляют собой, по-видимому, не что иное, как сильно измененные в процессе гранитизации осадочные и осадочно-вулканогенные породы. Определение исходных пород, за счет которых образовались мигматиты, можно провести по составу субстрата. В Среднем Побужье амфиболовые мигматиты обогащены магнетитом и имеют субстрат амфиболо-плагиоклазовых гнейсов, которые обычно встречаются на периферии амфиболитов и других основных пород. Биотитовые мигматиты почти не содержат остатков ультра- и метабазитов и образованы за счет биотит-плагиоклазовых гнейсов. Последние считаются образовавшимися за счет осадочных, а именно глинистых пород на том основании, что в условиях гранулитовой фации, характерной для района Побужья,

устойчивость биотита может быть связана только с высокой железистостью (Елисеев, 1959), возникшей при осадкообразовании. Соответственно мигматиты, имеющие субстрат, или останцы гнейсов и сами гнейсы графитового, пироксенового и амфиболового состава характеризуют соответственно углистые, известковистые и метабазитовые первичные породы.

Многочисленные и разнообразные гипотезы о происхождении чарнокитов вытекают из тех фактов, которым придается наибольшее значение. Не останавливаясь на рассмотрении этих гипотез, укажем, что скорее всего чарнокиты являются гетерогенными гранитизированными породами, образовавшимися как за счет мергелистых пород (Лучицкий, 1947), так и за счет туфов основных магм (Усенко, 1958).

События, т. е. диоритовые и гранодиоритовые породы, перемежающиеся с микроклиновыми мигматитами и содержащие порфиробласты микроклина, довольно часто имеют переходы к мигматитам гранодиоритового состава. Поэтому их можно считать гранитизированными метабазитами, а более массивные тела гранодиоритов — аналогами теневых мигматитов, возможно изменивших свою структуру в ходе гранитизации.

Принятие высказанных положений о составе пород тетерево-бугской серии позволило определить формационную принадлежность толщ, выделенных на разрезах и сопоставительных колонках (рис. 28, 29). Эти толщи пока не могут еще считаться свитами или другими стратиграфическими единицами из-за неполноты данных о мощностях и маскирующего влияния гранитизации на контактах. Это только толщи с едиными условиями осадконакопления или то, что принято называть геосинклинальными формациями.

Таким образом, структурный и формационный анализ с применением метода «снятия ультраметаморфизма и гранитизации» позволяет, по нашему мнению, выделить единую полосу развития пород тетерево-бугской серии, идентичной криворожской. Выделенные формации могут быть положены в основу предполагаемой стратиграфической схемы (табл. 7), которая сопоставляется со схемой И. С. Усенко (1958 и др.). Сопоставление данных табл. 7 с характеристикой формаций Криворожья (см. раздел «Геотектоническое развитие») показывает, что в начальных этапах развития в Брусилов-Одесской полосе условия были менее выдержанными, и наряду с вулканогенными образованиями накапливались и хемогенные отложения, а в терригенной формации встречаются известковые образования и сравнительно мало конгломератов (очевидно, пока не выявлены). Своеобразной являются также терригенно-вулканогенная формация, не известная в Криворожье, но зато присутствующая (в виде железисто-вулканогенной свиты) в Верховцево-Сурском районе. Относительно слабое развитие джеспилитовой (железисто-сланцевой) формации в изученной части Брусилов-Одесской полосы не исключает значительного увеличения ее значения в Ананьев-Одесском районе. Во всем остальном, особенно в порядке формаций, сходство очень большое, если не учитывать весьма предположительной верхней вулканогенной формации Брусилов-Одесской полосы. А если сравнить последнюю с Ингулецкой зоной Криворожья, то и по невыдержанности свит, и по степени гранитизации сходство будет полным.

По абсолютному возрасту седиментация криворожской серии превышает 2500 млн. лет (Тугаринов, 1963). Для Орехово-Павлоградской и Западноингулецкой полосы имеются, по сообщению Г. И. Каляева, определения возраста биотитов и роговых обманок, колеблющиеся в пределах 2300—1710 млн. лет. Опубликованные в работах А. П. Вино-

Таблица 7

Стратиграфическая схема Брусилов-Побужского района

По И. С. Усенко			По А. К. Прусс		
Тектоническая обстановка	Комплексы формаций	Группы пород	Основные типы пород	Формации	Этапы геосинклинального развития
Ранний этап геосинклинальной стадии. Второй ритм седиментации	Метаморфизованная осадочно-эффузивно-интрузивная формация (тетерево-бугская серия)	4. Метабазиты, ультрабазиты 3. Известняки кристаллические 2. Гнейсы силлиманито-кордиеритовые 1. Кварциты рудные и безрудные	Амфиболиты, амфиболовые гнейсы, мигматиты	Верхняя вулканогенная	?
			Кварциты, известняки кристаллические, биотитовые гнейсы, графитовые гнейсы, чарнокиты, мигматиты	Углисто-карбонатная	Средние
			Мигматиты, железистые кварциты, амфиболовые сланцы, биотитовые и кордиеритосиллиманитовые гнейсы, кварциты безрудные	Железисто-сланцевая	Ранние
Начальный этап. Первый ритм седиментации	Метаморфизованная осадочно-эффузивная формация	2. Гнейсы биотитовые, амфиболовые, пироксеновые. Мигматиты (чарнокиты, виннициты и др.) 1. Метабазиты	Амфиболовые и биотитовые гнейсы, гранодиориты (событы), железистые кварциты, магматиты	Терригенно-вулканогенная	Начальные
			Биотит-плагноклазовые, пироксен-плагноклазовые, двуслюдяные гнейсы, чарнокиты, известняки	Терригенная	
			Мета- и ультрабазиты, амфиболовые гнейсы, железистые кварциты, гранодиориты, событы, чарнокиты	Нижняя вулканогенная	

градова (1960), Н. П. Семененко (1960), Л. В. Комлева (1962) данные по возрасту пород Брусилов-Одесской полосы укладываются в возрастной интервал 2200—1920 млн. лет, в том числе определения по свинцовоизотопному методу для гранитоидов внутри терригенно-вулканогенной формации (Ильинцы, с. Варваровка) составляют 1920—2120 млн. лет. Таким образом, и по геохронологическим данным тетерево-бугскую и криворожские серии следует считать образованиями одного и того же геотектонического цикла.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ТИПЫ ИСХОДНЫХ ПОРОД БРУСИЛОВ-ОДЕССКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Как известно, общей задачей металлогенического анализа является рассмотрение процессов рудонакопления в ходе всех процессов породообразования и изменения пород в том или ином районе. Для рассматриваемой зоны многие вопросы металлогении и перспектив металлоносности не ясны, а вопросы стратиграфии и тектоники требуют даль-

нейшего уточнения. Тем не менее проведенные работы по выделению и изучению Брусилов-Одесской зоны позволяют сделать первые шаги по оценке ее металлогении. Прежде всего рассмотрим последовательность формирования исходных (осадочно-вулканогенных) пород.

В целом Брусилов-Одесскую полосу следует рассматривать как крупную синклинорную зону, ограниченную с востока и с запада более древними породами, условно называемыми подстилающей толщей, и объединяющей сильно гранитизированные терригенные породы. Вдоль западной стороны Брусилов-Одесской полосы известны чудново-бердичевские граниты и виннициты, для которых характерно наличие гранатов и останцов пироксеновых, биотито-кварцевых, гранат-биотит-кордиеритовых гнейсов и даже кварцито-гнейсов. Для этого комплекса характерен абсолютный возраст порядка 2200 млн. лет. Магнитное поле в целом пониженное, а структурные линии в ряде мест несогласные с линиями тетерево-бугской серии.

Вдоль восточной стороны рассматриваемой полосы наиболее характерным является комплекс гранитоидов Уманского «плутона». Среди мигматитов этого района часты ксенолиты пироксеновых гнейсов, амфиболитов, а по Горному Тикичу встречаются останцы биотитовых, биотит-плагиоклазовых, гранато-биотитовых и даже графитовых гнейсов. Последние некоторыми исследователями относились к тетерево-бугской серии, против чего, однако, свидетельствует ассоциация их не с известняками, как в районе Завалья, а с терригенными метаморфизованными осадками. Кроме того, еще Ю. Ю. Юрк (1953) отмечал их ничтожную графитоносность.

Пока еще нет бесспорных доказательств того, что проявления гранитизации подстилающей толщи, относимой к верхнему архею, возникли до накопления тетерево-бугской серии. Однако имеющиеся структурные несогласия позволяют считать, что эта серия явилась образований последующего (раннепротерозойского) геосинклинального цикла.

Нижняя вулканогенная формация тетерево-бугской серии наиболее четко выражена в Завалье-Первомайском районе и вдоль западного края рассматриваемого района. В ее состав входят различные амфиболитовые гнейсы, плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые мигматиты с ксенолитами амфиболитов, частично амфибол-пироксеновые гнейсы, содержащие пластовые тела амфибол-пироксен-магнетитовых кварцитов. Характерным является приуроченность к этой формации пластовых интрузий метабазитов (норитов, амфиболитизированных габбро) и ультрабазитов, причем последние установлены преимущественно в Первомайско-Хощеватском районе, вблизи мощной зоны субмеридиональных разломов. Такая приуроченность наводит на мысль, не входили ли эти разломы в зону глубинного догеосинклинального разлома, подобного Криворожскому. Это представление, вероятно, справедливо для южной части рассматриваемой полосы, для района Ананьев — Одесса. На северном продолжении разлома, в районе Тального, отмечается развитие амфиболитов и амфиболовых гнейсов, но они ассоциируют со слабо графитоносными гнейсами и гранатсодержащими мигматитами, которые, по нашему мнению, следует относить к подстилающей терригенной толще. Только часть микроклиновых мигматитов и амфиболовых гнейсов с подчиненными им кварцитами и ультрабазитами, возможно, относятся к выделяемой вулканогенной формации, породы которой залегают в виде изолированных синклиналей.

В составе вулканогенной формации отмечается значительное, даже преобладающее участие мигматитов. Теоретически пока не ясно, могли

ли мигматиты даже с амфиболовым составом субстрата и, тем более, граниты образоваться за счет одних только метабазитовых пород. Более вероятно, что мигматизация и гранитизация развивается преимущественно в породах, близких по своему химическому составу к гранитам. Поэтому мы предполагаем значительное участие глинистых отложений в составе вулканогенной формации, подобно сланцам, отмечаемым в вулканогенных толщах Верховцево-Никопольского района. Кроме того, в составе формаций в районе западнее Брацлава значительную роль играют чарнокиты, которые в данном случае, вероятно, происходят за счет туфов основных пород, если признать гетерогенность чарнокитов. В связи с развитием в подстилающей толще крупных полей чарнокитов Гнивани и Подолли полагаем возможным два варианта: или внутри вулканогенной формации существует чарнокитовая субформация, или это частные поднятия, «окна» нижележащей толщи. Этот вопрос остается пока открытым, но ясно одно, что нельзя все чарнокиты объединить в единую, особую серию, как это до сих пор делалось.

В структурном отношении комплекс пород нижней вулканогенной формации, кроме общего окаймления Брусилов-Одесской синклинорной зоны, участвует еще и в частных структурах (Немиров-Губниковский антиклинорий, вдоль р. Ю. Буга, Тетиевская ветвь Уманско-Тетиевского антиклинория, Ружино-Радомышльский антиклинорий). Для первой структуры отнесение части событий к нижней вулканогенной толще считаем правомерным, поскольку они размещаются вне гравитационного максимума, который подчеркивает Гайсинский синклинорий.

Терригенная формация (преимущественно пелитовая) выделяется по биотито-плагиоклазовым, реже пироксено-плагиоклазовым гнейсам и мигматитам различного состава. Наиболее четко она представлена в районе Радомышля, где, по данным В. И. Лучицкого (1947), преимущественно развиты биотитовые парагнейсы, состоящие из биотита, кварца, микроклина и плагиоклаза (олигоклаза и олигоклаза-андезина). Роговообманковые разности гнейсов, развитые преимущественно в виде срединной полосы между биотитовыми гнейсами, по-видимому составляют осевую часть Ружино-Радомышльского антиклинория, биотит-мусковитовые и мусковитовые гнейсы, залегающие (по отдельным выходам) между мраморами Козиевки и полосой биотитовых гнейсов, составляют верхнюю часть разреза формации. Описанные в этом же районе. Биотит-пироксеновые гнейсы являются вмещающими для кристаллических известняков и, по-видимому, относятся уже к более поздней, а именно, углисто-карбонатной формации.

В других районах рассматриваемой полосы терригенная формация нацело замещена мигматитами и выделяется лишь по наличию сравнительно небольших тел или ксенолитов биотитовых гнейсов. Местами в основании этой формации располагаются биотитовые (с. Жабокричка) или амфибол-пироксеновые (с. Райгородка) гнейсы, содержащие слабо полосчатые железистые кварциты. В районе между Брацлавом и Ново-Дашевым, а также между Бершадью и Первомайском в составе рассматриваемой формации существенную роль играют чарнокиты и гиперстеновые гнейсы, образовавшиеся (в этом случае) за счет мергелей. Об этом говорит связь гиперстеновых пород с ксенолитами кристаллических известняков.

В осадконакоплении терригенной формации, очевидно, не было резкого перерыва после образования предыдущей формации. Это подтверждается отсутствием крупных выдержанных горизонтов конгломератов и кварцитов в отличие от Криворожья. Но в отдельных местах

(севернее Первомайска, г. Звенигородка) имеются проявления, которые структурно хоть как будто и не входят в рассматриваемую формацию, но могут оказаться частными синклиналями, выполненными ее образованиями. Особых структур породы рассматриваемой формации не образуют, кроме Фастовского антиклинория, и обычно сопровождают вулканогенную формацию в этих структурах. Южнее Саврани породы терригенной формации образуют антиклинорий, разделяющий Завальевский и Савранско-Ульяновскую синклинальные зоны, но значение этой структуры не ясно.

Терригенно-вулканогенная формация разнообразием своего состава и локальностью распространения свидетельствует о распаде единой геосинклинали на ряд изолированных бассейнов, структурно выраженных как синклинории благодаря характерной для докембрия безынверсионности развития. Таковы Савранско-Ульяновский, Завальевский, Чечельникский, Западно-Гайворонский, Гайсинский, Брусилов-Володарский и некоторые другие синклинории, в том числе, по-видимому, и Одесский. Разобщение геосинклинали, вероятно, было связано с развитием поперечных поднятий, наиболее крупные из которых зафиксированы в резком повороте простираний пород от северо-западных на субмеридиональные, общим уменьшением ширины полосы и развитием крупного субширотного разлома в районе Ильинцов — верховья Горного Тикича. Разлом оказался долгоживущим и в раннекембрийский (платформенный) период развития служил путем для излияния кислых эффузивов.

Непостоянство режима, видимо, и создало эту особую, не встречаемую в Криворожье, формацию с разнообразными типами первичных пород. Наряду с биотитовыми гнейсами и кварцитами в ней встречаются и местами имеют большое значение амфиболовые гнейсы и гранодиориты (собиты), а в Завалье-Первомайском районе — также чарнокиты и железистые кварциты. Несмотря на это все же нельзя отождествлять формацию с ранее описанными, поскольку в основании весьма часто встречаются линзы кварцитов, указывающие на неравномерность (перерыв) осадконакопления.

В районе р. Соби и севернее, до Володарки, в состав описываемой формации входят гранодиориты особого типа (собиты), петрографически не отличимые от собитов Немиров-Губниковского антиклинория, сложенного нижней вулканогенной формацией, как было отмечено выше. События в районе Гайсина составляют крупный синклинорий, выделяемый как по наличию крупного гравитационного максимума, что обусловлено наличием не менее двух вулканогенных толщ, так и по отмечаемому здесь сходящемуся погружению осей антиклиналей. Кроме того, здесь встречаются, хоть и менее развиты, породы более поздних формаций. В других из названных синклинориев породы описываемой формации менее характерны.

В северной части рассматриваемой полосы описываемая формация, судя по преобладанию биотитовых мигматитов, имеет преимущественно терригенный состав. Среди мигматитов весьма редко встречаются амфиболовые гнейсы и гранодиориты. Зато, как и в Первомайск-Завальевском районе, в основании вулканогенно-терригенной формации размещены железистые кварциты, в том числе частично и Володарского района (с. Рудое, возможно, севернее с. Березна). Не исключено, что тесно перемежающиеся с гранодиоритами железистые кварциты Рогозянского участка также относятся к этой формации, но к самым ее верхам или уже к началу следующей формации.

Железисто-сланцевая формация наиболее полно развита в Володарском районе, являющимся частной синклинальной зоной Брусилов-

Володарского синклинория. Здесь с учетом складчатости может быть выделена толща мощностью около 2000 м, состоящая из мигматитов, включающих пачки-линзы железистых кварцитов амфибол-магнетит-пироксенового состава и биотит-амфиболовых, реже биотит-хлоритовых сланцев, амфибол-биотитовых гнейсов, а также скарноподобных полосчатых пород амфибол-магнетит-пироксен-гранатового состава. Эти породы, по-видимому, образовались за счет железистых кварцитов, к которым они тесно примыкают. По единичным скважинам, в районе Володарки и в Рогозне встречены маломощные (до 10 м) прослои доломитизированных известняков. Мощность железистых кварцитов достигает 70 м, но обычно не превышает 10—20 м, как и мощность прослоев сланцев. Число железистых горизонтов, по-видимому, не менее трех.

Севернее Володарского района образований железисто-сланцевой формации не установлено, а южнее к ней могут быть отнесены толща мигматитов с пластами биотитовых гнейсов и сильно обогащенных биотитом гранодиоритов в Гайсинском синклинории, где не отмечено железистых кварцитов.

В Гайворон-Первомайском районе в ряде синклинориев к железисто-сланцевой формации относятся мигматиты с биотитовыми, силлиманитовыми и кордиеритовыми гнейсами и кварцитами. Железистые кварциты сравнительно мало развиты, но все же встречаются во многих пунктах в виде коротких линз — южнее Гайворона, северо-восточнее с. Ульяновки (с. Грушки), у с. Уорнилово и южнее до устья Савранки, северо-западнее с. Кошаро-Александровки. Более свойственны для этого района безрудные кварциты, известные в виде протяженных пластов у Кошаро-Александровки, где мощность их достигает 500—1000 м, юго-восточнее с. Ульяновки и в других пунктах. Чарнокиты иногда встречаются в железистой формации, но увязываются с ней только структурно и не имеют сколько-нибудь существенного распространения, как и отмечаемые выше известняки. Подчеркнем, что железистые и безрудные кварциты развиты не только в железисто-сланцевой, но и внутри вулканогенно-терригенной формации, что указывает на близость условий осадконакопления в этот период.

Углисто-карбонатная формация, как известно, характеризует собой средние этапы геосинклинального развития. Представляющие ее породы известны далеко не во всех синклинориях — бассейнах, на которые распалась геосинклиналь. Наиболее полно эта формация выражена в Завальевском синклинории. В основании формации залегают графитовые и графит-биотитовые гнейсы, иногда подстилающиеся или перемежающиеся с кварцитами («Белая скала») и амфиболитами. Хотя гнейсы и образуют синклинальную складку высшего порядка, они все же часто, особенно восточнее Завалья, сменяются серыми мигматитами. Выше залегают кристаллические, часто силлифицированные известняки, имеющие мощность до 1500 м (по сообщению Г. Г. Виноградова), также составляющие синклинальную складку высшего порядка. Толща известняков прослеживается через пироксеновые гнейсы и отдельные проявления известняков по скважинам, вокруг тела чарнокитов, которыми она, очевидно, сменяется. Сверху разрез формации ограничен безрудными кварцитами. В других районах формация выражена кристаллическими известняками и кварцитами в толще мигматитов (Ю. Буг, ниже устья Савранки), отдельными ксенолитами известняков в мигматитах или гранитах (Гайсинский синклинорий), сравнительно редко встречающимися линзами известняков в серых мигматитах южного замыкания Брусиловского синклинория (северо-вос-

точнее ст. Попельня). Кристаллические известняки с. Козиевки, подробно описанные В. И. Лучицким (1934, 1947), удалены от гнейсовой полосы и находятся внутри мигматитов, что указывает, по всей вероятности, на выпадение из разреза железистой и терригенно-вулканогенной формаций в этом районе.

Верхняя вулканогенная формация выделяется весьма предположительно, так как для нее нет аналогов в других геосинклиналях. Она может оказаться началом последующего цикла, но, возможно, что составляющие ее породы относятся к одной из описанных вулканогенных формаций, обособленной в виде структурного поднятия. Для выделения этой формации послужило наличие вулканогенных пород (амфиболитов и амфиболовых гнейсов) Завальевско-Хощеватского района над кварцитами, завершающими углисто-карбонатную формацию.

В самой северной части рассматриваемой полосы, в районе Брусилова, южнее и севернее его отмечается также большое число амфиболитов и амфиболовых гнейсов, причем в одном из участков (с. Соловеевка) среди них, по-видимому, размещаются также и железистые кварциты. В связи с развитием именно амфиболитов и амфиболовых гнейсов, а не гранодиоритов, как в Володарском районе, а также в связи с наличием в нижележащей мигматитовой толще известняков (южнее и юго-восточнее Корнина) приходится предполагать, что железистая формация здесь, как и в районе с. Козиевки, фациально выклинивается, а крупный Брусиловский синклиниорий выполнен верхней вулканогенной формацией. Однако, если окажется, что известняки относятся к терригенной формации, подобно чарнокитам Брацлав-Первомайского района, то амфиболовые породы Брусиловского района необходимо будет отнести к терригенно-вулканогенной (собитовой) формации. Решение этого вопроса, равно как и уточнение состава и мощностей всех выделенных формаций — задача последующих геологосъемочных работ.

Общие выводы по формированию исходных пород и их групп (формаций), распространение которых приведено на прилагаемой карте (рис. 30), сводятся к следующему:

1. Породы, входящие в тетерево-бугскую серию, образовались за счет осадочно-эффузивных толщ, накопившихся в узкой субмеридиональной полосе Брусилов — Одесса. За пределами этой полосы размещались преимущественно терригенные породы, вероятно, относящиеся к более раннему циклу, и лишь для отдельных небольших изолированных синклиналей можно допускать распространение пород тетерево-бугской серии (нижних свит) за пределами полосы.

2. Догранитизационными образованиями являлись нижняя вулканогенная, терригенная, терригенно-вулканогенная, железисто-сланцевая, углисто-карбонатная и, предположительно, верхняя вулканогенная формации. Эти формации в своей последовательности соответствуют обычным образованиям геосинклиналей и, в частности, подобны формациям (свитам) криворожской серии, с которой близки и по абсолютному возрасту.

3. Геосинклинальное развитие Брусилов-Одесской зоны характеризуется отсутствием инверсии форм, распадом единой зоны на ряд бассейнов с различным развитием тех или иных формаций. Причиной разобщения явилось возникновение поперечных (субширотных) поднятий;

4. Влияние глубинного разлома на ход седиментации (что имело очень большое значение для Криворожья) не ощущается, по меньшей мере для северной части Брусилов-Одесской полосы. Однако развитие

ультрабазитов вблизи Тальновской зоны разломов позволяет предполагать существенное усиление влияния этого глубинного разлома далее к югу, особенно в районе Ананьев—Одесса, где можно ожидать образования типа краевого прогиба.

5. Комплексы пород, слагающие Брусилов-Одесскую полосу, в связи с вероятным большим участием пелитов оказались весьма благоприятными для интенсивного ультраметаморфизма и гранитизации.

УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ И ГРАНИТИЗАЦИЯ

Изучение роли ультраметаморфизма и гранитизации в процессе рудообразования для Брусилов-Одесской зоны только начато и поэтому приходится ограничиваться лишь общим рассмотрением вопроса. В целом при ультраметаморфизме — образовании мигматитов, собитов и чарнокитов — довольно четко наблюдается последовательность новообразования: кварц и плагиоклаз → микроклин и альбит → кварц. При этом по сравнению с метаморфическими породами увеличивается содержание кремнезема (исключая кварциты), глинозема и особенно щелочей (в два-три раза), а содержание железа, магния, кальция уменьшается. В процессе гранитизации исчезают полосчатые текстуры, а структура меняется от гранобластовой до гипидиоморфнозернистой, причем это изменение может, очевидно, происходить при любой степени привноса — выноса компонентов. Поэтому возникают такие породы, как гранодиориты, диориты и крупнозернистые чарнокиты магматогенного облика. Химический состав «метасоматических» гранитов указывает, что по сравнению с ультраметаморфическими породами продолжается привнос кремнезема и щелочей, особенно калия, а глинозем в некоторой степени уже начинает выноситься наряду с отмеченными компонентами.

В пределах рассматриваемой полосы отмечены все типы гранитоидов; но плагииграниты развиты в малой степени, а на Побужье преобладают аплито-пегматоидные (микроклиновые) граниты. Существуют также и реоморфические граниты, но пока еще трудно их выделять в каждом конкретном случае, так как мелкозернистые (житомирские) микроклин-плагиоклазовые граниты часто имеют постепенные переходы к порфириовидным (кировоградским), считающимся типично метасоматическими. К реоморфическим, очевидно, относятся также и жильные тела микроклиновых гранитов.

Характерной особенностью Брусилов-Одесской полосы является развитие в ее восточном ограничении так называемых уманских гранитов с резким несовпадением определений абсолютного возраста различными методами (1500—1600 млн. лет по биотиту и около 1900 млн. лет по свинцовоизотопному методу). Для экзоконтактов уманских гранитов характерно также развитие поздней микроклинизации в виде аплитоидных и пегматоидных выделений микроклина согласно полосчатости или трещиноватости мигматитов. Аналогичные образования (красные пегматиты) широко развиты вдоль восточной ветви Тальновского разлома и по своему возрасту (1660—1700 млн. лет) относятся ко второму этапу гранитизации.

Все гранитизационные образования рассматриваемого района можно отнести к двум тектоногранитизационным циклам — архейскому и протерозойскому. Первый проявился только в подстилающей толще к западу от Брусилов-Одесской полосы, а второй, по-видимому, двух-этапный, затронул не только нижнепротерозойские формации, но и подстилающую толщу к востоку от Брусилов-Одесской полосы. При этом следует ожидать, что повторная гранитизация (второго этапа)

по аналогии с Алданским щитом (Судовиков, 1959) могла порождать рудные концентрации в трещинах гранитизированных пород за счет металлов ранее не гранитизированных останцов или рудных компонентов, захваченных при гранитизации первого этапа.

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ БРУСИЛОВ-ОДЕССКОЙ ЗОНЫ В СВЯЗИ С ИСТОРИЕЙ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

Геологическая изученность рассматриваемой полосы во много раз ниже, чем Криворожья, что в значительной мере обусловлено неверным представлением о сплошном развитии здесь мигматитов и, следовательно, об отсутствии промышленных руд. Поэтому данные о рудоносности весьма ограничены, а перспективы во многом не ясны. Вместе с тем, уже можно наметить основные типы рудопоявлений: метаморфогенные, магматические и коры выветривания.

К метаморфогенным образованиям прежде всего относятся осадочно-метаморфические накопления *железистых кварцитов*. Известны в ряде мест, но наиболее изучены в Володарском рудном районе, подробно охарактеризованном в следующем разделе. Кроме того, встречаются в других районах развития терригенно-вулканогенной и железисто-сланцевой формаций: Грушковская и Корниловская (Новоселицкая) аномалии вблизи с. Ульяновки, магнитные аномалии в районе Сабатиновки, Раздола и многих других точках Гайворон-Первомайского района. Следует отметить, что число точек железистых кварцитов может быть значительно увеличено, так как нередки случаи выявления их на слабых (до 1000 γ) магнитных аномалиях, но промышленное значение, очевидно, могут иметь только протяженные аномалии к югу и юго-востоку от Ананьева (в районе Одессы), где Брусилов-Одесская полоса смыкается с Тальновской зоной глубинного разлома.

Графит отмечен в ряде пунктов развития углисто-карбонатной формации в Среднем Побужье (Завалье, Могильно, Сухой Ташлык и др.). Промышленное значение имеет Завальевское месторождение, а также, возможно, и другие пункты, где процессы выветривания привели к обогащению первично метаморфизованных концентраций графита.

Из других метаморфических полезных ископаемых заслуживают внимания силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы, как возможное алюминиевое сырье. Размещение и технологическая освоенность этих образований пока еще недостаточно выяснены. По району Завалья можно предполагать, что такие гнейсы размещаются в верхних частях железисто-сланцевой формации. Остальные полезные ископаемые, связанные с собственно метаморфическими породами (мраморы Козиевки, кварциты, строительные материалы и др.), не рассматриваются, как не носящие характера руд.

К вулканогенно-метаморфическим образованиям, очевидно, должны быть отнесены кварцево-магнетитовые скопления, нередко полосчатые, а также зоны существенного обогащения магнетитом в амфибол-пироксеновых гнейсах нижней вулканогенной формации (Жабокричка, Рудницкое, Ободовка, Ананьев, Фрунзевка и др.). Хотя в некоторых случаях железистые породы размещены в основании кварцево-биотитовых гнейсов, трудно отнести их к типично осадочным образованиям.

Медь установлена в качестве минералогических находок в районе Гайсина и западнее его по р. Ю. Буг. В обоих районах встречен халькопирит с пирротинном, реже совместно с пентландитом. Устанавливается связь медного оруденения с собитами, т. е. вулканогенными

образованиями, претерпевшими не только метаморфизм, но и гранитизацию. Однако исходным материалом, очевидно, была медь, рассеянная в вулканогенных породах, в связи с чем участки глубоко метаморфизованных вулканогенных формаций перспективны на медь.

К ультраметаморфическим образованиям прежде всего относятся так называемые магнетитовые скарны, образовавшиеся за счет гранитизации железистых кварцитов. Такие образования известны почти во всех месторождениях железистых кварцитов, т. е. в пределах развития железисто-сланцевой формации. Иногда этот процесс приводит к образованию богатых железных руд (что подробно рассмотрено ниже при характеристике Володарского района), а иногда пироксеногранато-амфиболовые метасоматиты содержат весьма богатые, но малые по размерам скопления магнетита (Токаревка близ Сквир).

Несомненно, к ультраметаморфическим накоплениям необходимо отнести участки обогащения рядом рудных элементов в металлометрических пробах. Так, ощутимые следы (до 0,1%) меди устанавливаются в Володарском районе и в районе Гайворон — устье р. Савранки. В последнем случае медь ассоциируется с цинком и молибденом. Особенно богата металлометрическими аномалиями восточная окраина Брусилов-Одесской полосы с ее интенсивно гранитизированными участками, особенно вблизи уманских гранитов и Тальновской зоны разлома.

Приведенные данные указывают, что в связи с гранитизацией тетерево-бугской серии происходит миграция рудных компонентов. Эта миграция, вероятно, протекает более концентрированно при повторной гранитизации, что позволяет ожидать накопления этих металлов в благоприятных участках.

К магматическим образованиям относятся полезные ископаемые, связанные лишь с ультра- и метабазами, поскольку типичных кислых интрузий в районе не установлено. Практический интерес представляют не только полезные ископаемые, но и сами тела ультрабазитов.

Хромиты являются типично магматическими сегрегациями руд в ультраосновных породах, превращенных в серпентиниты. Хромиты Капитановского месторождения в виде редкой и густой вкрапленности, а также в виде сплошных масс залегают в виде линзообразных тел мощностью около 4 м, преимущественно в незатронутых серпентинизацией пироксенитах, а также в серпентинитах и своеобразных карбонатных породах. Последние, по данным В. А. Ершова (1960), состоят из кальцита, доломита, серпентина с реликтами оливина и являются метасоматическими образованиями за счет перидотита и пироксенита. Другими исследователями эти карбонатные породы относятся к известнякам тетерево-бугской серии, что не менее вероятно, учитывая связь чарнокитов с нижней вулканогенной формацией. Подобные же проявления хромита отмечаются в районе Завалья и на некоторых побужских месторождениях.

Никель сульфидный в ассоциации с сульфидами меди и железа обнаружен в габбро района Дашева и Голованевска, а также в виде пентландита среди ультраосновных пород. Некоторые исследователи полагают, что в метабазах начальных этапов развития (наши нижняя вулканогенная и терригенно-вулканогенная формации) никель не был осажден серой в результате повышенного содержания железа и титана, равно как и в ультрабазитах, и поэтому более перспективным является силикатный тип никелевых месторождений.

Никель силикатный генетически связан с ультрабазитами, преиму-

щественно высокомагнезиальных типов и продуктов их изменения (серпентинитов), которые содержат 0,1—0,3% никеля, находящихся в изоморфной смеси с магнием. И. С. Усенко (1962) подчеркивает, что такие ультраосновные породы относятся к гипербазитовой (габбро-перидотитовой) формации* и характерны для геосинклинальных областей, в частности для зон глубинных разломов. Промышленные концентрации никеля образуются в коре выветривания, но первым условием возникновения месторождений силикатного никеля является наличие ультрабазитов.

Наиболее продуктивные массивы никеленосных ультрабазитов размещаются в среднем Побужье, между Завальем и Первомайском, где приурочиваются к нижней вулканогенной формации тетерево-бугской серии, сочетающейся с Тальновской зоной глубинных разломов. Мелкие проявления ультрабазитов в связи с той же формацией были встречены в южной части Гайворонского района, в Гайсинском районе, а также между Сквирой и Тетиевым, возможны у Ружина. К числу перспективных на никель И. С. Усенко (1962) относит все участки с сохранившейся тетерево-бугской свитой, как вместилищем ультрабазитов, в том числе и Брусиловский район. С этой точки зрения особый интерес приобретают небольшие (по размерам и интенсивности) магнитные аномалии вдоль западной окраины Брусилов-Одесской полосы.

Титан в виде ильменита содержится в биотито-плагиоклазовых гнейсах и чарнокитах (?) Завалье-Бандуровки, в амфиболитах Гайворона, Голованевска, верховой Ятрани, а также ряде других пунктов Гайворон-Первомайского района. Самостоятельные месторождения титана при этом не обнаружены, но эти магматогенные участки обогащения ильменитом могут служить источником для россыпей.

К месторождениям коры выветривания, в первую очередь, относятся такие участки выветрелых ультрабазитов, в которых кора выветривания имеет значительное (20—30 м) распространение и сохранена от последующих процессов размыва. Такие зоны существенно обогащены гидрослюдами — вермикулитом, джеффerezитом — и бурыми железняками. Первые преимущественно концентрируют никель (0,5—5%) и кобальт (0,02—0,1%). Наиболее крупные массивы с наиболее мощной никеленосной корой выветривания известны в районе упоминавшихся побужских ультрабазитов.

Железные руды, помимо бурожелезняковых шляп на ультрабазитах, известны и в районах интенсивного выветривания железистых кварцитов, например Володарского района, описанного ниже.

Марганец установлен только в коре выветривания известняков у Хашеватого и с. Антонево (Завалье), где его содержание колеблется от 0,4 до 29% при наличии железа (3—4%).

Графит, накопленный при метаморфизме, выгоден для эксплуатации в случае образования карманообразных зон выветривания. В этих «карманах» гнейсы лишены кварца и значительно дезинтегрированы, а иногда кальцитизированы, что привело некоторых исследователей к ошибочному представлению о пневматолитовом происхождении графита.

Ильменит и рутил встречены в каолиновой коре выветривания и выщелачивания, в кайнозойских буроугольных отложениях в Володарском районе, а также в шлихах Брусиловского района и др., примыкающих к рассматриваемой полосе.

* В петрографическом понимании этого термина.

Приведенный краткий перечень известных рудопроявлений указывает на значительную перспективность Брусиллов-Одесской зоны, особенно в части еще малоизученных гранитизационных типов оруденения.

ВОЛОДАРСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Володарское рудное поле находится в северной части Брусиллов-Одесской полосы магнитных аномалий, в 120 км на юго-запад от г. Киева.

Линейные размеры отдельных аномалий Володарской группы незначительны и равны 1—3 км; в пределах каждой аномалии находится одна, чаще две, разновидности метаморфических пород (железистых кварцитов, метабазитов, гнейсов, кристаллических известняков и др.) мощностью от нескольких метров до первых десятков метров и распространяющихся на глубину более 250 м внутри мигматитов.

Структуры аномалий представляются моноклинально залегающими линзами; исключение составляет Северо-Березнянская магнитная аномалия, породы которой смяты в синклинальную складку, вытянутую в северо-западном направлении.

В пределах Володарского рудного поля выделяются гипогенные (бедные и богатые), а также гипергенные (коры выветривания) железные руды.

Гипогенные руды

Бедные магнетитовые руды представлены железистыми кварцитами, находятся в мигматитах в виде пластов-останцов мощностью до 80—70 м (обычно мощность меньше — несколько метров). Железистые кварциты представлены тонко-, средне- и грубополосчатыми разновидностями.

По минеральному составу железистые кварциты чаще всего силикатно-магнетитовые. Основными минералами являются магнетит, кварц, куммингтонит, гиперстен, реже диопсид, роговая обманка, жадеит и биотит.

По химическому составу железистые кварциты Володарских аномалий (табл. 8, ан. 1—2) в сравнении с составом железистых кварцитов Родионовской и Моисеевской магнитных аномалий (табл. 8, ан. 3, 4), расположенных западнее Кривого Рога, характеризуются относительно пониженным содержанием Al_2O_3 и K_2O и несколько меньшими соотношениями молекулярных количеств $Fe_2O_3 : FeO$. По содержанию железа можно выделить кварциты, содержащие от 25 до 45% растворимого железа и слабрудные кварциты с содержанием железа ниже 25%. В основной массе кварциты представлены первой разновидностью, слабрудные кварциты наблюдаются в них в виде отдельных прослоев, чаще выклинивающихся линз.

Метасоматиты широко распространены в железистых кварцитах или непосредственно у контакта их с мигматитами. Обычно залегают в виде согласных линз мощностью от 2—3 до 20—35 м, либо небольших пятен в кварцитах. Во многих местах удается наблюдать постепенные переходы от железистых кварцитов к метасоматитам и от метасоматитов — к богатым магнетитовым рудам.

Макроскопически это зеленовато-серые крупнозернистые породы обычно гранобластовой или пойкилобластовой структуры и массивной, реже унаследованной полосчатой текстуры. Парагенезис минералов

Таблица 8

Химический состав железистых кварцитов и богатых магнетитовых руд

Компоненты	Номера образцов и анализов									
	1388/2a	1388/2	73/15	407/28	1388/1	20/20	6/17	477/23	478/24	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	45,64	47,41	41,87	46,21	10,82	11,28	6,84	23,40	12,91	13,90
TiO ₂	0,04	0,05	0,10	1,25	0,05	0,14	0,02	3,49	3,30	0,08
Al ₂ O ₃	1,45	0,20	2,06	2,94	0,27	0,16	2,33	5,69	5,81	0,82
Fe ₂ O ₃	27,81	31,53	34,74	28,78	53,54	51,69	35,73	33,34	44,90	57,82
FeO	18,75	17,39	16,59	14,53	30,44	27,04	45,90	20,82	23,98	19,08
MnO	0,01	0,07	0,34	0,18	0,09	0,04	1,07	0,28	0,22	0,10
MgO	2,55	1,36	0,92	2,52	3,42	7,20	2,01	6,18	4,02	3,20
CaO	1,12	0,56	1,78	1,40	0,42	0,40	0,49	3,41	1,06	1,25
Na ₂ O	0,66	0,31	0,28	0,06	0,43	0,26	0,04	0,58	0,52	0,40
K ₂ O	0,03	0,10	0,43	1,19	0,06	0,06	0,02	1,55	2,38	0,05
P ₂ O ₅	0,06	0,29	0,11	0,17	0,06	0,11	—	0,08	0,46	0,04
SO ₃	0,12	—	0,12	0,28	0,10	—	—	—	—	—
S	—	0,61	—	—	—	1,01	8,31	0,15	0,06	0,15
CO ₂	1,44	0,35	0,33	0,32	0,77	0,70	—	0,47	0,25	1,10
H ₂ O (гигр.)	0,09	0,06	0,4	0,01	0,06	0,05	0,10	0,09	0,04	0,11
П.п.п.	0,70	0,48	не обн.	0,36	0,42	0,68	1,56	0,94	0,56	1,75
Сумма	100,47	100,77	99,71	100,20	100,97	100,52	100,26	100,48	100,47	99,87
Fe ₂ O ₃ :FeO	0,66	0,81	0,94	0,89	0,79	0,86	0,35	0,71	0,84	1,36

Анализы выполнены в химлаборатории ИГН АН УССР 1,2,5,6,8,9—Е. В. Романишиной; 3—Б. В. Мирской; 4—С. А. Панченко; анализы 10, 11 заимствованы из работы Я. Н. Белевцева (Белевцев и др., 1959 а).

представлен магнезиально-железистыми силикатами — гиперстеном-альмандином, куммингтонитом, реже фаялитом, которые появляются в метасоматитах обычно вблизи магнетитовых богатых руд. Количество магнетита может изменяться от 5—7 до 25—30% и более в тех участках, где метасоматиты имеют переходы с богатыми рудами. Количественные взаимоотношения силикатов также могут быть различны вплоть до выделения мономинеральных пироксеновых, гранатовых или амфиболовых участков.

Богатые магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды встречены были на Володарской и Североберезнянской магнитных аномалиях. На С. Березнянском участке руды в основном развиты в замковой части синклинальной структуры в виде небольших линзообразных залежей среди железистых кварцитов. Мощность залежей 1,5—3,5 м, в замковой части мощность достигает 15 м. Кроме того, руды образуют согласные маломощные прослои в кварцитах. По простираанию и по мощности руды имеют постепенные переходы с железистыми кварцитами, а также с крупнозернистыми пироксен-гранатовыми метасоматитами. В рудах, так же как и в метасоматитах, нередко наблюдаются реликтовые участки полосчатых железистых кварцитов. Как правило, рудные залежи находятся в пачках железистых кварцитов, чаще всего метасоматически измененных, причем рудные залежи приурочены к центральным частям метасоматических пород. Реже руды встречаются в виде мелких реликтовых тел в мигматитах совместно с железистыми кварцитами и метасоматитами, тогда они содержат прожилки и корродирующие скопления полевошпат-кварцевого состава.

Богатые магнетитовые руды характеризуются высоким содержанием железа — 60—70% (среднее 62%).

Руды обладают массивным сложением, реже неяснополосчатым; размер зерен обычно 0,04—0,05 см, реже наблюдаются более крупнозернистые руды (0,1—0,3 см), которые слагают секущие прожилки, шлировые скопления и реакционные каемки. Главным минералом руд является магнетит (75—85%), кроме него встречаются силикаты. Силикаты могут быть представлены амфиболами, пироксенами, реже оливином; обычно слагают реликтовые участки в массе магнетита. Кроме магнетита, в рудах часто присутствуют сульфиды (марказит, пирротин, реже халькопирит). Как правило, это редкие вкрапления, но в отдельных случаях количество сульфидов в рудах достигает 30—40%, образуются магнетит-сульфидные руды, где сульфиды замещают магнетит.

По химическому составу магнетитовые руды Володарских аномалий (табл. 8, ан. 5, 6) близки к криворожским (табл. 8, ан. 10, 11), но отличаются от них более высоким содержанием FeO и более низкими значениями отношений $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$. Существенные отличия володарских руд в сравнении с криворожскими наблюдаются в структуре и в минеральном составе (Белевцев и др., 1959а). В сравнении с подобными рудами магнитных аномалий западнее Кривого Рога (табл. 8 ан. 8, 9) володарские руды характеризуются более высоким содержанием железа и низким содержанием TiO_2 , Al_2O_3 , CaO и щелочей, что объясняется различиями минерального состава (Белевцев и др., 1960д). По минеральному составу и структуре описываемые руды сходны с рудами Зеленовского участка Правобережного района. В связи с наличием вкрапленности сульфидов володарские руды в некоторых участках обладают повышенной сернистостью (табл. 8, ан. 6, 7).

Магнетитовые руды Володарских магнитных аномалий, так же как и криворожские, приурочены к осадочно-эффузивной толще, богатой железом, чем они отличаются от метасоматических руд Алдана (Шабынин, 1958), которые залегают среди гнейсов, кристаллических сланцев и мраморов, т. е. пород, более бедных железом.

Возможно, наиболее ранним процессом накопления железа был процесс седиментации и диагенеза железисто-кремнистых осадков. Об этом может говорить неравномерное содержание железа в самих кварцитах, наличие руд, аналогичных по составу кварцитам.

Основная масса руд обладает чертами метасоматического генезиса путем обогащения осадочных железистых пород. Руды образовались в момент общей складчатости пород, они образуют согласные с вмещающими породами тела, приурочены к наиболее благоприятным трещиноватым ядровым частям складок, где мощность их возрастает. Метасоматоз сопровождался в ядрах складок более высокой температурой и лучшими условиями фильтрации, что привело к образованию крупнозернистых метасоматитов с высокотемпературными силикатами и богатых магнетитовых руд.

Процесс образования безрудных метасоматитов и железных руд — это единый во времени процесс магнезиально-железистого метасоматоза, химизм которого виден из табл. 9А. В пространстве этот процесс выражается несколько зонально, что связано, вероятно, с различной подвижностью магния и железа. Более подвижный магний отлагается во внешней зоне метасоматического замещения, где образуются безрудные метасоматиты, а железо концентрируется во внутренней зоне, где наблюдаются руды. Такую зональность можно видеть в разрезах многих рудных скважин.

Таким образом, процесс образования магнетитовых руд в володарских железистых кварцитах связан с магнизиально-железистым метасоматозом в период складкообразования и в основе сходен с процессом образования руд в Криворожье (Белевцев и др., 1959а). Существенным отличием в образовании володарских руд являются, вероятно, более высокие температуры, которые вызваны широким развитием процессов ультраметаморфизма в данном районе. Источником железа, отложенного в магнетитовых рудах, явились, очевидно, толщи железистых кварцитов, подвергшихся мигматизации. Замещение мигматитами железистых кварцитов, как видно из сопоставления формул пород по Т. Барту (табл. 9,Б), сопровождалось выносом магния и главным образом железа, т. е. как раз тех компонентов, которые приносились в железистые кварциты при образовании в них магнетитовых руд.

Таблица 9

Миграция элементов при гранитизации и метасоматозе

Порода	Формулы по Т. Барту	Основные привносимые (выносимые) элементы в ионах
Кварцит железистый	А) Привнос при метасоматозе $K_1Na_6Ca_6Mg_{21}Fe_{151}Fe_{250}Al_3C_4Si_{494}(O_{1566}OH_{34})$	
Руда магнетитовая (внутренняя зона)	$Na_{10}Ca_6Mg_{69}Fe_{341}Fe_{549}Al_{15}C_{15}Si_{139}(O_{1563}OH_{37})$	Mg—48; Fe—190; Fe—293
Метасоматит пироксен-гранатовый (внешняя зона)	$K_6Na_0Ca_{11}Mg_{64}Fe_{197}Fe_{81}Al_{56}Ti_2Si_{515}P_3(O_{1593}OH_7)$	Mg—43; Si—21 Fe—46; Al—53; Ti—2
	Б) Вынос при гранитизации	
Кварцит железистый	$Na_6Ca_{17}Mg_{54}Fe_{192}Fe_{258}Al_6Ti_2C_6Si_{456}(O_{1592}OH_8)$	
Мигматит	$K_{33}Na_{56}Ca_{18}Mg_{20}Fe_{20}Fe_7Al_{158}Ti_2C_4Si_{600}(O_{1564}OH_{36})$	Mg—34; Fe—172; Fe—251
Кварцит железистый	$Na_{13}Ca_{12}Mg_{40}Fe_{162}Fe_{211}Al_{18}C_{20}Si_{472}(O_{1552}OH_{48})$	Mg—20; Fe—142;
Мигматит	$K_2Na_{89}Ca_{23}Mg_{20}Fe_{20}Fe_8Al_{156}C_3Si_{594}(O_{1559}OH_{41})$	Fe—203
Кварцит железистый	$K_2Na_6Ca_4Mg_{42}Fe_{121}Fe_{139}Al_{11}C_3Si_{508}(O_{1567}OH_{33})$	Mg—29; Fe—108;
Мигматит	$K_{30}Na_{56}Ca_{15}Mg_{13}Fe_{13}Fe_6Al_{150}C_5Si_{620}(O_{1586}OH_{14})$	Fe—133

Гипергенные руды

Гипергенные руды коры выветривания залегают на железистых породах непосредственно под известковыми глинами и песками четвертичного возраста мощностью 30—100 м.

При этом развиваются руды площадного типа коры выветривания, опускающихся в виде согласных линз вдоль полосчатых пород до глубины 60—70 м. В верхней части коры выветривания развита мощная

шлапа бурых железняков — мартит-гидрогематитовых пород с содержанием железа 40—62%. В зоне цементации до глубины 60—70 м развиты богатые сидеритовые руды. Частичная сидеритизация пород по трещинам и контактам зерен отмечается до глубины 100 м.

По данным П. М. Рудницкого (1961), сидеритовые руды содержат 30—40% растворимого железа, потери при прокаливании в них составляют 26—30%.

В минералогическом составе руд коры выветривания выделяются такие парагенетические ассоциации минералов: 1) метаморфогенные минералы (магнетит, кварц), перешедшие в руды в виде реликтов из железистых кварцитов; 2) окислы и гидроксиды железа, возникшие в зоне окисления железистых кварцитов; 3) минералы зоны инфильтрации (железистые карбонаты), образующиеся в залежах окисленных пород в восстановительной среде.

Исходя из условий залегания и минеральных парагенезисов, генезис гипергенных володарских руд представляется аналогичным генезису остаточных богатых железных руд Курской магнитной аномалии (Рахманов, 1962).

ДОНО-ДНЕПРОВСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Настоящая глава имеет целью освещение результатов работы по составлению металлогенической карты территории Доно-Днепровского прогиба — одного из наиболее значительных регионов, входящих в состав Украины, включающего в себя Донецкую складчатую область и примыкающую к ней с запада Днепровско-Донецкую впадину. Эта работа представляет собой попытку металлогенического районирования герцинской структуры указанного региона в связи с особенностями тектонического строения и литологического состава отдельных его частей, т. е. в связи со специфическими чертами истории геологического развития отдельных участков региона. Необходимо сразу же отметить, что результаты выполненной работы могут иметь теперь лишь предварительный характер, что объясняется прежде всего неравномерной, а иногда и совершенно недостаточной изученностью региона.

Что касается Донецкого бассейна, то высокая степень общей геологической его изученности общеизвестна. Однако выяснение общих геохимических закономерностей, выявление роли или значения отдельных элементов в истории бассейна, их поведения в современном разрезе все еще ждут дальнейших исследований. В отношении суто металлогенических разработок теперь можно использовать лишь отдельные металлогенические характеристики, относящиеся к изолированным друг от друга, различным по характеру участкам минерализации, не имеющим во многих случаях однозначного толкования в отношении способа и времени их образования.

По Днепровско-Донецкой впадине благодаря огромному объему буровых работ в последние годы изучен ряд отдельных участков и выявлены многие важные черты глубинного строения территории. Тем не менее нет сомнений в том, что общий уровень геологической изученности здесь еще несоизмеримо ниже, чем в Донбассе. В еще большей степени это относится к вопросам металлогении, для решения которых очень ограничен, а иногда и совершенно отсутствует фактический материал, получаемый здесь главным образом лишь случайно, попутно с другими геологическими работами, преследующими далекие от металлогении цели. Специальные же работы, направленные на решение металлогенических задач, на этой территории не проводились.

Выработку рационального подхода к выявлению закономерностей металлогенического характера, свойственных рассматриваемому региону, затрудняют также некоторые общие черты последнего, осложняющие решение вопросов районирования.

Известно, что Доно-Днепровский прогиб представляет подвижную зону особого типа, неодинаковую по своему характеру в различных частях. В то время, как восточная часть региона отличается существен-

но геосинклинальным характером, западная часть его несет явные следы платформенного развития. Известно также, что эти части региона связаны между собою постепенными переходами, исключаящими возможность выделения какой-либо структурной линии или относительно узкой зоны («зоны сочленения»), отделяющей их друг от друга. Особый характер региона виден во множестве существенно различных (неоднократно освещенных в литературе) определений его природы — геосинклиналь, нетипичная геосинклиналь, субгеосинклиналь, тафросубгеосинклиналь и др.

Немалые осложнения в разработку рассматриваемого в этой статье вопроса вносят и специфические черты распределения фаций, затрудняющие формационный анализ разреза. Если не касаться отложений девона, распространение и состав которых пока еще недостаточно выяснены, то вышележащие палеозойские образования дают достаточные основания для определенных заключений фациально-палеогеографического характера. Проведенные многочисленные исследования отчетливо показали последовательное сокращение роли нормально-морских фаций, господствующих в восточной части региона, к западу и существенное возрастание значения континентальных и близких к ним фаций в этом направлении. Отсутствие в подавляющем большинстве случаев четких границ, выражающее постепенность в развитии фаций на площади региона, также вносит элемент условности в выделение в разрезе и оконтуривание формаций, показанных в настоящей работе.

Нельзя не отметить также, что слабая изученность вопроса о времени (и способах) образования многих конкретных проявлений минерализации, установленных в пределах региона, позволяет в настоящее время относить их к герцинской металлогенической провинции лишь условно.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ ДОНО-ДНЕПРОВСКОГО ПРОГИБА

Структуре Доно-Днепровского прогиба, включающего в себя Донбасс и Днепровско-Донецкую впадину, либо отдельным частям его, посвящены многочисленные опубликованные и рукописные работы.

Наиболее полные и современные представления о структуре базируются на работах П. И. Степанова (1909, 1939, 1944), М. В. Чирвинской (1958), Н. С. Шатского (1937, 1946), А. А. Богданова (1947), Н. А. Родыгина (1939), В. С. Попова (1936, 1939, 1953), В. Г. Бондарчука, Н. Ф. Балуховского и др. (1960) и А. А. Билика (1962).

Донецкий бассейн и Днепровско-Донецкая впадина представляют собой единую субгеосинклинальную структуру (прогиб), вытянутую в северо-западном направлении. Общая протяженность структуры превышает 1000 км, ширина ее достигает 250 м.

Субгеосинклиналь является наложенной структурой по отношению к более древним протерозойским структурам Криворожско-Кременчугской, Белозерско-Конкской, Орехово-Павлоградской и др., которые в древнем теле Русской платформы характеризовались преимущественно субмеридиональным простираем основных сооружений. Унаследованными элементами в Днепровско-Донецкой впадине являются разломы субмеридионального простираения, расчленяющие впадину на ряд блоков — Черниговский, Чуховский, Лохвицкий, Лютенский и др. Относительное превышение кристаллического основания в этих блоках достигает 4,5—5 км. Это свидетельствует о том, что под осадками палеозоя

центральной части впадины сохранились остатки горных сооружений протерозойского времени, имеющие субмеридиональное простираие и отвечающие Лохвицкому, Лютенскому и Черниговскому выступам. Первые два, по-видимому, являются реликтом Криворожско-Кременчугской зоны, а Черниговский — Брусилово-Одесской.

Анализ различных формаций, слагающих Доно-Днепровский прогиб, позволяет связать зарождение прогиба с конечным этапом каледонского орогенеза. Прогиб представляет собой предгорную поперечную структуру каледонской геосинклинали на месте Кавказа и Западной Европы (Палеотетис). Связь прогиба с Западной Европой, начавшаяся в конечные этапы каледонского цикла, продолжалась и в начальные этапы формирования герцинид Донбасса.

Начиная со среднего девона, Доно-Днепровский прогиб испытывал погружение с накоплением мощной толщи осадков девона, карбона и перми. С верхней перми Донбасс является областью преимущественных восходящих движений, в то время как Днепровско-Донецкая впадина испытывает нисходящие движения.

Взаимоотношения различных свит осадочных образований, выполняющих прогиб, а также данные соляной тектоники (Билык, 1962) дают основания для выделения следующих фаз в формировании основных структур Доно-Днепровского прогиба: 1) предкаменноугольной; 2) предпозднепермской; 3) предмеловой; 4) предтретичной; 5) третичной — современной.

Предкаменноугольная фаза привела к подъему страны и преобразованию отложений девона. На предшествующее карбону складкообразование указывает несогласное залегание нижнего карбона на отложениях девона, а также фациальный анализ отложений нижнего карбона в пределах купольных структур.

Предпозднепермская фаза создала складчатые линейные структуры Донбасса, связанные с разрывами кристаллического основания, которые представлены взбросами, переходящими в надвиги в осадочных породах карбона. Наклон надвиговых плоскостей основных разрывных структур направлен внутрь прогиба. По ним происходили перемещения масс от центра прогиба к периферии. Амплитуда этих перемещений измеряется километрами. Особенно ярко выражены зоны надвигов вдоль северного и южного краев складчатого Донбасса.

Остальные фазы складчатости проявились значительно слабее и в основном создали унаследованные структуры предшествующих фаз.

В целом Доно-Днепровская геосинклинали имеет симметричное строение. В Донбассе в обе стороны от оси геосинклинали, проходящей по Главному антиклиналу, симметрично располагаются складки, переходящие к периферии в более мелкие брахискладчатые формы. На северной и южной окраинах бассейна развиты продольные надвиги, образующие чешуйчатые структуры. Падение сместителей на юге — северное, на севере — южное, углы падения — 15—70°.

Доно-Днепровский прогиб по структурным особенностям и отличиям в истории развития с поздней перми до современного периода делится на две основные части — Донбасс и Днепровско-Донецкую впадину.

Донбасс. По морфогенетическим признакам в Донбассе выделяют следующие основные геоструктурные зоны: Центральная складчатая зона, Северодонецкая зона продольных надвигов, Южная ступенчатая моноклинали, Северная моноклинали, Придонецкий прогиб.

Центральная складчатая зона включает центральную, или главную, северную и южную антиклинали. Характерной особенностью в строе-

нии складчатой зоны является линейность складчатых форм и ассиметричное строение южной и северной антиклиналей и разделяющих их синклиналей. Северная антиклиналь имеет кругое южное крыло и пологое северное, южная антиклиналь — с крутым южным и пологим северным крыльями. Такое строение свидетельствует о прямой зависимости складок от разломов жесткого кристаллического основания.

Северодонецкая зона продольных надвигов хорошо выражена вдоль северного края Центральной складчатой зоны и ограничивается с севера унаследованным Придонецким прогибом. Поверхности надвигов наклонены на юг под углом $60-20^\circ$; главные из них Марьевский и Северодонецкий.

Южная ступенчатая моноклинали занимает южную часть открытого Донбасса. По своему строению моноклинали соответствует Северодонецкой зоне продольных надвигов, однако более глубоко эродированной. Здесь отмечаются пологие чешуйчатые надвиги — Французский, Селидовский, Новотроицкий, Стыльский, Ребриковский и др., связанные с разломами типа взбросов в кристаллическом основании, заложенными в девоне.

Северная моноклинали зона сложена преимущественно карбонатными породами нижнего и среднего карбона. Общий наклон пластов на юг составляет $2-3^\circ$. Пространственно зона занимает южный склон Ворожежского горста; с юга ограничивается линией разлома (установленной по геофизическим данным), оконтуривающего с севера Придонецкий прогиб.

Придонецкий прогиб с юга ограничен Северодонецким разломом, проходящим по р. Донцу; северной границей служит южная граница Северной моноклинали. Кристаллический фундамент опущен на глубину более 5 км (по А. Т. Донабедову). По своим тектоническим, пространственным и формационным признакам прогиб можно отнести к типу предгорной впадины конечных этапов формирования герцинской субгеосинклинали, унаследовано развивавшейся в платформенном периоде.

В пределах Центральной складчатой зоны Донбасса отмечается ряд поперечных поднятий, придающих пликативным структурам брахискладчатое строение и расчленяющих некоторые синклинали на ряд «мульд». В рассматриваемом районе широко развиты поперечные (северо-восточные) разломы древнего заложения, которые омолаживались в различные тектоно-магматические эпохи. В узлах пересечения поперечных разломов с главными зонами субширотных складчатых и разрывных структур отмечаются полиметаллические, ртутные, флюоритовые и другие месторождения и рудопроявления. С Ровеньковским поднятием (по-видимому, позднепермского времени) связано образование полиметаллических месторождений Нагольного кряжа. С малыми интрузиями, приуроченными к пересечению субмеридиональных и широтных разломов Южной моноклинали, связаны рудопроявления флюорита, кобальта и др.

Вдоль юго-восточного края Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловин отмечается в общем поперечное флексурообразное опускание с амплитудой до 100 м, затронувшее породы от верхней перми до кайнозоя.

Днепровско-Донецкая впадина. Отличительной чертой развития Днепровско-Донецкой впадины является то, что движения коры в ее пределах, после позднепермской фазы складчатости, были противоположны по знаку таковым в пределах Донбасса. Донбасс был ареной

поднятий и денудаций с короткими периодами погружения в юрское и меловое время, а Днепроовско-Донецкий и Придонецкий прогибы претерпевали опускание с накоплением большой мощности терригенных осадков от поздней перми до четвертичного периода включительно.

История развития Днепроовско-Донецкой впадины и тектонические формы ее до верхней перми очень близки с Донбассом за исключением наличия соляных куполов и штоков. Антиклинальные и синклинальные складки Донбасса протягиваются в пределы Днепроовско-Донецкой впадины. Разломы, надвиги, взбросы также в большинстве своем являются прямым продолжением таковых во впадине. Также отмечается симметричное строение ее, с незначительным отклонением от симметрии за счет большей глубины кристаллического фундамента у северного борта впадины.

В соответствии с существующими представлениями нами в пределах впадины выделяются следующие основные структурные элементы: Центральный грабен, Северная и Южная зоны мобильных склонов краевых дислокаций и Северная и Южная моноклинали (склоны кристаллических щитов).

Центральный грабен характеризуется сложным строением осадочной толщи и подстилающих кристаллических пород. На основании данных геофизических исследований, единичных буровых скважин и формационного анализа Центральный грабен делится нами условно на три части: западнодонецкую, центральную и черниговскую.

Западнодонецкая часть грабена представляет собой наиболее глубоко погруженную часть этой структуры с максимальными мощностями всех формаций геосинклинального, а также платформенного периодов развития. Здесь сочетаются линейный характер пликативных структур и купольных образований. Сюда входят многочисленные купола северо-западного Донбасса, Бахмутская и Кальмиус-Торецкая мульды. Центральная часть грабена выделяется по наличию большого количества поперечных разломов, сопровождающих прогибы и поднятия кристаллического фундамента.

Центральная часть представляет собой часть Днепроовско-Донецкой впадины, ограниченную с востока Люботин-Новомосковской зоной разломов и с запада — условной линией, отвечающей восточной границе черниговской части грабена. Данные интерпретации гравиметрических исследований позволяют здесь выделить ряд понижений, разделенных поднятиями кристаллического основания, увенчанных, по-видимому, эффузивными шапками большой мощности (Лохвицкий и Лютенский горсты, по В. В. Глушко, 1960).

Черниговская часть грабена, расположенная в западной части впадины, характеризуется неполным набором формаций, значительно меньшей мощностью ряда терригенных толщ и относительно малой глубиной залегания кристаллического основания, равной, по данным черниговской скважины, 2750 м. Здесь отсутствуют карбонатная формация, местами терригенно-галогеенная формация, что указывает на интенсивные поперечные воздымания черниговской части грабена в среднем девоне и раннем карбоне, а также характеризуется относительно меньшей скоростью опускания в средне- и позднекарбонное время, а также в перми, триасе, юре, мелу и палеогене.

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ДОНО-ДНЕПРОВСКОГО ПРОГИБА

Терригенно-галогенная формация

Наиболее древними осадочными породами Доно-Днепровского прогиба являются терригенно-галогенные образования среднего и частично верхнего девона. Слои девонских пород с резким угловым и стратиграфическим несогласием залегают на кристаллических породах архея, слагающих раму и основание герцинских сооружений этого прогиба.

Немногочисленность скважин, вскрывших указанные отложения, заставляет нас ограничиваться здесь лишь общей характеристикой последних.

К терригенно-галогенной формации мы относим лагунно-морские и континентальные отложения среднего и части верхнего девона, образовавшиеся в платформенных условиях, предшествующих геосинклинальному этапу развития герцинской субгеосинклинали. Возможно, что их можно рассматривать как конечные этапы развития каледонского цикла тектогенеза.

В течение первого этапа общего погружения территории происходило накопление терригенных и аллювиально-пролювиальных осадков, хорошо изученных в Донбассе.

Прогибание Днепровско-Донецкой впадины приводило к периодическому затоплению долины морскими водами, создавая ритмическое чередование песчаников, аргиллитов и известняков в юго-восточной части прогиба (юго-западный Донбасс). В западной части прогиба происходило накопление мощной толщи галогенных образований — каменной и калийной солей, гипса и ангидрита, чередующихся с глинистыми и песчано-глинистыми и карбонатными осадками.

На юго-востоке Доно-Днепровской провинции, в области сочленения палеозоя Донбасса и Приазовского выступа Украинского кристаллического щита к терригенно-галогенной формации отнесены песчаники, гравелиты, конгломераты, толща ритмически чередующихся песчаников, аргиллитов и известняков, слагающих астероксилоновый и трохилисковый горизонты эйфельского возраста, а также толща живетских известняков с *Moravamina segmentata* Роккопу (Айзенберг и др., 1962). Мощность отложений формации здесь — 100—200 м.

В пределах Днепровско-Донецкой впадины терригенно-галогенные образования вскрыты скважинами на многочисленных куполах; представлены они сланцево-аргиллито-карбонатными, галогенными и глинисто-мергельно-известняковыми образованиями. Наиболее распространенными являются сланцы и аргиллиты, каменная соль, гипсы и ангидриды, переслаивающиеся с пачками и прослоями мергелей, известняков, глинисто-мергельных сланцев и глин, реже со слоями песков и песчаников.

Из разреза верхнего девона в данную формацию входят галогенные образования, представленные каменной солью, частично гипсами, ангидритами и доломито-ангидрито-гипсовыми мергелями с подчиненными пачками сланцев, аргиллитов, мергелей, известняков, алевролитов и глин.

Мощность соленосной толщи в куполах превышает 3000 м.

Соленосные образования относятся преимущественно к нижней части воронежских и верхней части щигровских слоев.

Терригенно-галогенная формация в отдельных районах провинции включает в стратиграфическом разрезе значительную часть верхнего девона, отвечающую по времени периоду накопления пород терригенно-

вулканогенной формации в других районах (южный Донбасс и др.). Таким образом, границы формации в значительной степени условны как в пространстве, так и во времени.

В пределах Днепровско-Донецкой впадины породы рассматриваемой формации установлены лишь в куполах, расположенных в центральной части и в пределах зон мобильных склонов впадины, что позволяет тектонические ограничения последних рассматривать в качестве границ распространения данной формации.

Возможными перспективными полезными элементами в этой формации могут быть компоненты, связанные с гипергенными процессами рудообразования, а также нефть.

Терригенно-вулканогенная формация

Ранний и начальный этапы развития Доно-Днепровской субгеосинклинали отмечены интенсивным прогибанием кристаллического основания, что привело к глубинным разломам вдоль оси прогиба и излиянию основных лав, сопровождавшихся выбросами громадного количества туфового материала. Процесс развития глубинных разломов шел с востока на запад от Донбасса в Днепровско-Донецкую впадину. В первом излиянии лав началось в позднеживетское время, т. е. тогда, когда в Днепровско-Донецкой впадине происходило формирование терригенно-галогенной формации. Начало эффузивной деятельности в пределах Днепровско-Донецкой впадины, по данным А. М. Куцыбы, относится лишь к верхнему девону. Наличие терригенно-вулканогенной формации в Донбассе и Днепровско-Донецкой впадине фиксирует общие черты в развитии обоих сооружений.

Анализ геологических данных позволяет говорить о преобладании подводных излияний.

В пределах Днепровско-Донецкой впадины вулканогенные образования известны также по естественным выходам и скважинам в пределах солянокупольных структур — Исачках, Яцинах, Лубнах, Логовиках, Поздняках, Каплицах, в районе Ромодана, Гасенко, Лейково, Полтавы, Синявки, Ромен, Дмитриевки, Чернигова, в районе северо-запада Донбасса — Адамовки, Корульки, Бантышево, Ново-Дмитриевки, Медведки, Беляевки и других. По петрографическим свойствам вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины расчленяются на три подформации — трапповую, спилито-кератофировую и лампрофировую (Бернадская, 1961).

Породы трапповой подформации вскрыты в основном в солянокупольных структурах и представлены диабазами, базальтами, диабазобазальтами, реже порфиритами и трахидолеритами, а также туфами. Изучение палеонтологических остатков и отложений, в которых встречаются вулканогенные породы, условия их залегания и распространения указывают на то, что эффузивные породы моложе галогенных образований, выносящих их в виде обломков в брекчии, и определяются как позднефранские (верхи ливенских и основание задонских слоев), и в основном фаменские образования.

Породы кератофиро-спилитовой формации в виде покровов встречены Черниговской опорной скважиной. В разрезе терригенно-вулканогенной формации выделяется около 20 тел эффузивов, переслаивающихся с нормально-осадочными породами — аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями известняков.

Преобладающими среди эффузивных пород являются базальты и спилиты, иногда порфириты и др. Базальты, трахибазальты, спилиты и

соггендалиты слагают покровы и являются главными составными частями туфов. Диабазы и кварцевые микросиениты — гипабиссальные образования, образующие, по-видимому, дайки и интрузивные залежи. Кератофиры и порфириты встречаются только в составе туфов и туфогенных пород в верхней части осадочно-эффузивной толщи.

Описанные вулканические образования представляют первый этап вулканизма, известный в истории региона. Наряду с породами излившимися и их туфами, отмечаются дайки и штокообразные тела базальтов, андезито-базальтов и кератофиров, которые генетически связаны с покровными образованиями и являются эруптивными аппаратами. Последние размещаются линейно и приурочиваются к глубинным разломам северо-западного (субширотного) простирания, окаймляющего Доно-Днепровский прогиб.

Среди нормально-осадочных пород формации выделяются три фациально различные толщи: нижняя — лагунно-морская; средняя — континентальная и верхняя — морская. Первая представлена доломитами и глинистыми доломитизированными известняками, в верхней части переслаивающимися с темно-серыми аргиллитами; вторая представлена песчаниками и алевролитами; третья — темно-серыми до черного цвета карбонатными аргиллитами с прослоями серых известняков, нижняя часть этой толщи сложена тонкозернистыми песчаниками, переходящими книзу в более крупнозернистые. Все эти осадки показали высокую битуминозность. Мощность пород, слагающих терригенно-вулканогенную формацию, по Черниговской скважине, равна 1153 м.

На юге Донбасса, в области сочленения палеозоя Донбасса и Приазовского выступа Украинского кристаллического щита, к терригенно-вулканогенной формации нами относятся отложения горизонта известняковой брекчии, залегающей в основании формации и переходящей в спилито-кератофировый горизонт живетского яруса, затем отложения бурого и серого девона, представляющие франский и фаменский ярусы верхнего девона.

Так же, как и в Днепровско-Донецкой впадине, здесь отмечаются многократные излияния лавы, чередующиеся с вулканической брекчией, туфобрекчией и нормально-осадочными породами. Состав покровных образований аналогичен таковому в Днепровско-Донецкой впадине.

Геологические наблюдения условий залегания пород, пересечение основных пород более кислыми свидетельствует о том, что излияния начались основными лавами — пикрит-базальтами, базальтами и спилитами и окончились более кислыми — кератоспилитами, кератофирами и кварцевыми порфирами.

Общая мощность терригенно-вулканогенной формации на юге Донбасса составляет 1000 м.

Породы терригенно-вулканогенной формации в Днепровско-Донецкой впадине залегают на глубинах, превышающих 1500 м, и потому не представляют практического интереса как возможный источник оруденения. На южной окраине Донбасса с породами формации связаны проявления эпигенетического кобальтового оруденения; отмечаются высокие содержания титана (до 9% в основных эффузивах), самородной меди, халькопирита, галенита и сфалерита.

В заключение следует отметить, что металлогения данной формации так же, как и предыдущей, изучена недостаточно.

Карбонатная формация

К этой формации относятся преимущественно карбонатные толщи каменноугольного возраста, широко распространенные в южной и северной бортовых частях Доно-Днепровского прогиба, где они выступают на дневную поверхность, либо неоднократно вскрыты на относительно небольших глубинах. В осевой, наиболее погруженной, части прогиба эти отложения еще не вскрыты и до сих пор, по сути, неизвестны. Нижняя граница рассматриваемой формации довольно устойчива и на всей площади близко совпадает с основанием каменноугольной системы. Верхняя граница в пределах региона характеризуется значительной изменчивостью, связанной, возможно, с возрастным скольжением.

В области южного борта прогиба к рассматриваемой формации относится так называемая толща сплошных известняков нижнего карбона, представленная отложениями турне и нижнего визе. В южном Донбассе эту толщу составляют преимущественно известняки, обычно плитчатые, массивные, зернистые, иногда сливные, часто битуминозные, органогенные или хемогенные (сливные разности). Нередко в различной степени известняки доломитизированы, иногда встречаются доломиты (особенно в нижней части толщи). Мощность толщи свыше 500 м. В нижней части формации встречаются немногочисленные и маломощные терригенные прослои, имеющие совершенно подчиненное значение. В целом рассматриваемая толща является продуктом седиментации в морском бассейне, обладавшем нормально-морским режимом, хотя и с непостоянной соленостью, в условиях небольших глубин, но в относительно большом удалении от береговой линии.

В толще описанных пород в районе Покрово-Киреево и других участках известны тела гипабиссальных образований (малиниты, альбитофиры, кератофиры), по времени образования относящиеся к предпозднепермской фазе тектогенеза (второй этап вулканизма, известный на территории региона).

К западу от обнаженного Донбасса, в полосе южного борта Доно-Днепровского прогиба (т. е. вдоль северного склона Украинского кристаллического щита), рассматриваемые отложения прослежены на расстоянии до 300 км — до Новомосковска и Петриковки. На этом простирании эти отложения последовательно претерпевают существенные изменения. От Донбасса в направлении к западу известняковая толща постепенно расслаивается терригенными прослоями, а в отдельных известняковых пачках одновременно происходит увеличение роли терригенной составляющей (например, прослеженный по скважинам постепенный переход чистых зернистых плотных известняков нижнего визе в рыхлые землевые известняки). Кроме того, очень характерно последовательное общее сокращение мощности толщи, достигающей в крайних к западу участках до нескольких метров.

К северу от южного борта Доно-Днепровского прогиба к отложениям карбонатной формации могут быть условно отнесены нижнекаменноугольные образования восточной части прогиба. Уже было отмечено, что в пределах наиболее погруженных, осевых частей его осадки нижней части каменноугольной толщи все еще не вскрыты бурением. Основания для суждения о них могут дать лишь каменноугольные образования, известные по многочисленным скважинам, пройденным в пределах северной и южной зон мобильных склонов Днепровско-Донецкой впадины. Судя по этим данным, опубликованным в ряде сводных работ, интересующие нас отложения представляют здесь смешанные

терригенно-карбонатные толщи. И в этой части региона роль терригенных образований существенно возрастает к западу (северо-западу) и в пределах северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины турнейско-нижневизейскую толщу составляют преимущественно терригенные образования с редкими маломощными прослоями карбонатных пород — известняков или доломитизированных известняков. Поэтому контур площади распространения карбонатной формации, показанный на карте, исключает северо-западную часть Днепровско-Донецкой впадины.

В значительно более чистом виде представлена карбонатная формация по северному борту Доно-Днепровского прогиба (или южному склону Воронежского массива). Здесь под покровом мезозойских осадков лежит мощная (до 250 м) толща преимущественно известнякового состава, образующая северное моноклиналичное поле, представляющее северо-восточную часть региона. В отличие от южной моноклиналичной зоны здесь в состав карбонатной формации входят осадки всего нижнего карбона, так же как и значительной части башкирского яруса среднего карбона.

В состав этой толщи входят в различной степени перекристаллизованные, главным образом органогенные (фораминиферовые, водорослевые, детритусовые) известняки, иногда микрозернистые, стигмариновые известняки. Встречаются оолитовые и сгустковые пачки. Нередки доломитизированные прослои. В частях толщи, отвечающих низам турне и нижнему визе, значительную роль играют терригенные породы; в остальных частях разреза значение терригенных прослоев очень невелико. Вся верхняя часть известняковой толщи несет четкие следы вторичных процессов — выщелачивания, окремнения. Общий характер карбонатной формации данного района свидетельствует о накоплении ее в нормально-морских условиях, на небольших глубинах, в большом удалении от берегов бассейна.

С отложениями карбонатной формации связан ряд проявлений полиметаллической минерализации (Pb, Zn) в полосе Старобельско-Миллеровской моноклинали. Следы свинцового оруденения в породах карбонатной формации известны в пределах Южной ступенчатой моноклинали, где установлены и многочисленные проявления флюоритизации, связанные, по-видимому, с гидротермальными процессами. Уже отмечалось широкое распространение доломитизированных пород, особенно характерное для карбонатной толщи Южной моноклиналичной области.

Терригенно-угленосная формация

К терригенно-угленосной формации относится мощная толща терригенных, преимущественно песчано-глинистых пород с прослоями известняков и углей каменноугольного возраста, отличающаяся в Донском бассейне четко выраженным ритмическим строением. Отложения этой формации широко развиты в Доно-Днепровском прогибе. Они составляют складчатый Донбасс, выступая на дневную поверхность почти на всей его площади; в южной и северной бортовых частях Доно-Днепровского прогиба эти отложения вскрыты бурением на относительно небольших глубинах, в осевой части Днепровско-Донецкой впадины они погружаются на значительную глубину; в пределах купольных структур глубина залегания поверхности карбона составляет 300 м (Исачки) — 1100 м (Ромны).

Общая мощность отложений терригенно-угленосной формации доходит до 12 500 м.

Нижняя граница формации не представляет собой стратиграфической границы. По предварительным, далеко неполным данным, намечается скольжение нижней границы терригенно-угленосной формации в близком к меридиональному направлению. Так, в западном секторе Большого Донбасса, на южной окраине бассейна, на западном продолжении Донбасса начало формирования терригенно-угленосной формации относится ко второй половине окского времени (зона $C_1^y g$), тогда как на северной окраине Донбасса породы описываемой формации начинают отлагаться во второй половине башкирского века (зона C_2^{b5}).

Верхняя граница терригенно-угленосной формации условно проводится в основании араукаритовой свиты верхнего карбона, которая рассматривается в составе красноцветной подформации галогенно-красноцветной формации.

В различных районах описываемого региона состав терригенно-угленосной формации отличается некоторыми особенностями. В собственно Донбассе к рассматриваемой формации относятся отложения верхней части нижнего карбона (начиная с зоны $C_1^y g$), всего среднего карбона и значительной части верхнего карбона.

Комплекс пород, слагающих формацию, образован глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, известняками и углями. Причем известняки и угли имеют подчиненное значение; резко преобладающее развитие имеют глинистые и песчано-глинистые компоненты разреза. Состав пород говорит о том, что накопление их происходило в условиях значительной мобильности дна бассейна и непрерывного поступления огромного количества терригенного материала, в связи с чем карбонатная седиментация приобрела совершенно подчиненное значение. Литофациальный облик накопившихся толщ свидетельствует о том, что на фоне крупных колебательных движений регионального плана погружение области седиментации имело прерывистый, как бы ступенчатый, пульсирующий характер, обусловивший развитие разнообразных — от континентальных до нормально-морских — многократно повторяющихся фаций. Наиболее четко ритмическое строение толщи проявляется в среднем карбоне, мощность которого в собственно Донбассе достигает 7 км. В соотношении компонентов разреза среднего карбона по площади наблюдается следующая закономерность: с запада на восток и с юга на север увеличивается в разрезе содержание сланцев и известняков, при одновременном сокращении мощности песчаников и углей, что свидетельствует о более мористых условиях на востоке бассейна и большей мобильности дна на западе. Количество угольных пластов в собственно Донбассе — свыше двухсот. Многие из них отличаются весьма устойчивым, постоянным распространением на значительных площадях. Углеобразование началось в позднем визе и закончилось в позднем карбоне (наиболее молодые пласты угля встречены в араукаритовой свите). Мощность продуктивной угленосной толщи донецкого карбона возрастает с запада на восток и от периферии к центру. Верхнекаменноугольная часть формации в собственно Донбассе отличается появлением пестроокрашенных пород, количество которых постепенно увеличивается кверху, и резким сокращением роли угольных прослоев, т. е. верхи формации отлагались в условиях сокращения морского бассейна и существенных климатических изменений, ограничивших процессы углеобразования.

В области западного продолжения Донбасса и в Днепровско-Донецкой впадине наблюдается явное сокращение общей мощности нижнекарбоновой части формации, последовательное снижение карбонатности, существенное возрастание роли терригенных компонентов

разреза, в том числе терригенных примесей в известняках, фиксирующее приближение к береговой линии. Так, на западном продолжении Донбасса уже в аналогах зоны C_1^f донецкой схемы появляются значительные по мощности пачки глинистых пород, расслаивающие известняки, а в Днепровско-Донецкой впадине терригенные осадки широко распространены еще ниже по разрезу (с турне). Угленосная часть нижнекаменноугольного разреза западного продолжения Донбасса характеризуется более значительной однородностью осадков в фациальном отношении; уменьшение мощности обуславливает значительную угленасыщенность толщи (Павлоград-Новомосковский район). Эти отличия связаны с существенно иным тектоническим режимом данного района, отличающимся большей устойчивостью кристаллического основания. В Днепровско-Донецкой впадине угленасыщенность значительно меньше; в северо-западной части впадины углей практически нет.

Среднекаменноугольная толща западного продолжения Донбасса сохраняет обычный для Донбасса характер; мощность сокращается по мере удаления от Донбасса к западу от 760 до 170 м. В Днепровско-Донецкой впадине в разрезе среднего карбона значительная роль еще принадлежит известнякам; в северо-западных районах широко распространены пески, породы нередко имеют пеструю окраску. Мощность вскрытой части отложений среднего карбона в северо-западной части впадины составляет 360—800 м, в юго-восточной — 630—1080 м. При анализе фациальных изменений четко выражен более мористый характер северных разрезов по сравнению с южными, что характерно и для всего региона в целом. Угольные пласты иногда достигают рабочей мощности.

Верхнекаменноугольная часть формации в области западного продолжения Донбасса и в юго-восточных районах Днепровско-Донецкой впадины сложена почти полностью терригенными осадками, нередко пестроокрашенными (мощность 260—410 мм). Углистые прослои занимают ничтожное место в разрезе. В северо-западной части впадины терригенные пестроцветные отложения верхнего карбона — нижней перми не расчленены.

На северной окраине Донецкого бассейна, где отложения терригенно-угленосной формации начинаются с зоны C_2^{b5} башкирского яруса, верхи формации (верхняя часть среднего карбона и весь верхний карбон) размыты верхнемеловой трансгрессией.

С отложениями терригенно-угленосной формации связан ряд месторождений и проявлений полиметаллических руд гидротермального происхождения. Зона оруденения такого типа приурочена к Главному антиклиналу Донбасса (Никитовское сурьмяно-ртутное на западе и свинцово-цинковые Нагольного кряжа на востоке). Толщи, вмещающие эти месторождения, относятся преимущественно к среднему карбону и в меньшей степени к нижнему. Рудопроявления встречаются также и в верхнем карбоне.

В угольных пластах терригенно-угленосной формации происходило сингенетичное накопление редких элементов, исчезающих в высоко метаморфизованных углях.

Галогенно-красноцветная формация

Галогенно-красноцветная формация представлена отложениями верхов верхнего карбона и нижней перми. Они сложены внизу почти исключительно красноцветными терригенными и в незначительной степени карбонатными осадками, тогда как верхняя часть разреза по ха-

рактору слагающих ее отложений является галогенно-карбонатной, а терригенные осадки играют подчиненную роль. Данную формацию по преобладающему составу слагающих ее осадков можно расчленить на две подформации: красноцветную и галогенно-карбонатную.

Красноцветная подформация верхнего карбона и нижней перми широко распространена в западной части Донбасса и в Днепроовско-Донецкой впадине.

Она представлена отложениями опресненных лагун, дельтово-речных и мелководно-морских фаций. Общая мощность осадков до 2000 м. В стратиграфическом отношении эти породы рассматриваются в составе араукаритовой свиты верхнего карбона, картамышской и частью никитовской свит нижней перми.

Для этих отложений характерным является частое ритмическое переслаивание красноцветных и пестроцветных аргиллитов, песчаников, алевролитов, реже известняков и углистых прослоев, что свидетельствует о пульсации и восходящих тектонических движениях последних фаз герцинского орогенеза.

Следуя с востока на запад, отложения приобретают все более ярко выраженный континентальный характер. Так, в Бахмутской котловине среди терригенных континентальных отложений встречается ряд пластов мелководноморских известняков, из которых в картамышской свите известно 12 карбонатных маркирующих горизонтов (от Q_1 до Q_{12}), а в араукаритовой свите 8 горизонтов маркирующих известняков (от P_1 до P_8). В западном направлении количество их уменьшается, и в Днепроовско-Донецкой впадине красноцветная подформация сложена почти исключительно терригенными осадками.

К отложениям картамышской свиты (P_1) приурочено медное оруденение, отдельные рудопроявления свинца, ванадия и хрома.

Литологический и фациальный характер осадков красноцветной подформации, а также распространение их в пространстве показывают, что восходящие движения, начавшиеся в конце верхнего карбона на территории Доно-Днепровской области, продолжались и в начале раннепермского времени. Это послужило причиной сокращения морских бассейнов и расширения континентальных областей. На фоне общего поднятия периодически происходили нисходящие движения, обусловившие накопление и захоронение осадков мелководно-морских опресненных лагун и дельтово-речных фаций.

Временами возникали озерно-болотные условия, благоприятные для развития растительности. С остатками последних, а также с вмещающими их песчаниками и алевролитами и связано медное оруденение.

Главными провинциями питания терригенным материалом в период накопления осадков красноцветной подформации Доно-Днепровской области являлись возвышенные области Украинского и Воронежского кристаллических массивов. Последние в значительной своей части были еще покрыты осадочным покровом каменноугольных отложений, в частности среднего и верхнего карбона, о чем можно судить по гальке аргиллитов и известняков в конгломератах картамышской свиты.

Галогенно-карбонатная подформация в своем распространении охватывает область западного Донбасса и почти всю Днепроовско-Донецкую впадину. Она сложена пластами каменной и калийной солей, ангидритов, гипсов, доломитов, известняков и терригенных осадков.

В стратиграфическом отношении серия осадков галогенно-карбонатной подформации охватывает отложения никитовской, славянской и краматорской свит нижней перми.

Раннепермский возраст никитовской, славянской и краматорских свит определяется на основании их стратиграфического положения (выше пород каменноугольного возраста) и остатков флоры и фауны нижней перми (ассельский ярус).

Условия осадконакопления на территории Доно-Днепровской области в раннепермское время в различных ее структурных участках были не одинаковы. Так, центральная часть Бахмутской котловины, центральная часть северо-западных окраин Донбасса и область Центрального грабена Днепровско-Донецкой впадины характеризуются наличием мощных толщ каменной соли, тогда как в бортовых и прибортовых частях Днепровско-Донецкой впадины, а также на северо-восточном и юго-западном крыльях Бахмутской котловины и в сводах многих структур преобладает карбонатно-сульфатно-терригенный комплекс отложений. Это подчеркивает зональность в строении данной подформации, где в центральной части ее распространения развиты преимущественно собственно соленосные отложения, а в периферических частях — карбонатные и терригенные породы.

Отложениям данной подформации свойственна ритмическая смена в разрезе осадков, отражающая периодическую смену фациальных условий осадконакопления от нормально-морских до лагунных включительно. Здесь наблюдается ритмическое чередование терригенных, карбонатных, сульфатных и галогенных пород.

Карбонатные породы представлены известняками, доломитами и переходными между ними разностями от известковых доломитов до доломитистых известняков.

Нередко в карбонатных породах содержится целестин в виде мелкой вкрапленности отдельных зерен.

В нижних горизонтах известняков и доломитов подформации (никитовской и славянской свит) наблюдается полиметаллическое медно-свинцово-цинковое оруденение. Рудные минералы в виде халькопирита, галенита, сфалерита и продуктов их окисления образуют мелкую вкрапленность, либо тонкие прожилочки по трещинам и выполняют пустоты по органическим остаткам.

Сульфатные породы представлены ангидритами и гипсами. Ангидриты распространены в составе галогенно-карбонатной подформации и служат предметом промышленной добычи. Гипсы подчинены им и приурочены обычно к верхней части разреза нижнепермских отложений.

Галогенные образования представлены каменной и калийной солями. Каменная соль образует отдельные пласты и мощные толщи в разрезе галогенно-карбонатной подформации, достигающие нескольких десятков метров (60 м) мощности. Наибольшей мощности пласты соли достигают в верхней части разреза нижней перми — в краматорской свите. Вскрытая мощность этой свиты (более 450 м) почти сплошь состоит из каменной соли с резко подчиненными прослоями ангидрита и реже терригенных пород.

Калийные соли обнаружены в последнее время работами треста «Артемгеология» (Левенштейн, 1961) в районе Славянской и Святогорской структур, где они приурочены к самым верхним горизонтам солевой толщи краматорской свиты, вскрытой на погруженных частях крыльев структуры, и прослежены дальше к западу от главного поля Славянской структуры.

Калийные соли данного района минералогически представлены: карналлитом, сильвином, полигалитом, лангбейнитом (определения О. П. Рябиченко). Они образуют микровкрапленности либо отдельные

включения размером до 5 см в глинисто-галитовой породе, в ангидрите, либо в галите в пластах мощностью до 2—5 м. Повышенное содержание KCl (1,7—3,7%) наблюдается в 50-ти метровой толще пород. Совместно с KCl наблюдается высокое содержание $MgCl_2$. Установлено наличие двух калиеносных горизонтов. Верхний — с пластами карналлита и сильвинита и нижний — с сильвинитовыми пластами. Содержание KCl в отдельных пластах достигает 18—30%.

Поскольку калийные соли представляют собой продукты последних стадий химической осадочной дифференциации и приурочены к завершающему этапу отмирания лагуны, то захороненные от размыва залежи их могли уцелеть лишь в наиболее погруженных межкупольных пространствах Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин, а также Днепро-Донецкой впадины.

Терригенные отложения галогенно-карбонатной подформации представлены глинами, алевролитами и в меньшей мере песчаниками. Роль терригенных осадков в разрезе подформации увеличивается с востока на запад, а также от центра депрессии к периферии. В связи с этим в районе Черниговского горста, а также на северном и южном бортах Днепро-Донецкой впадины наблюдается преобладание терригенных отложений над сульфатными и карбонатными.

Редкие и рассеянные элементы в лагунных и морских отложениях данной подформации мало изучены, спектральным полуколичественным анализом в известняках и доломитах, частью в терригенных отложениях обнаружены сотые и десятые доли процента V, Sr, Ba, Ni, Co, Ti, Cr, Cu, Pb, Ag, Zr и др.

Литологический состав карбонатно-галогенной подформации показывает, что слабые нисходящие движения, проявившиеся в период осадконакопления красноцветной подформации конца карбона — начала нижней перми, в ассельское время, к началу накопления пород никитовской свиты, стали интенсивно возрастать. Это обусловило трансгрессию моря в пределы Донбасса и образование мелководного морского бассейна, захватившего западную и северо-западную часть Донбасса вплоть до Днепро-Донецкой впадины включительно. Максимального развития трансгрессия раннепермского моря достигла во второй половине ассельского времени и обусловила накопление морских осадков славянской свиты. Морские условия осадконакопления периодически сменялись условиями осолоненной лагуны, в которой отлагались галогенные и сульфатные осадки, чередующиеся с доломитами и терригенными осадками.

В сакмарское время начались поднятия территории Доно-Днепровской области, господствовал лагунный режим осадконакопления, способствовавший отложению мощных толщ каменной и калийной солей в лагунах с резко повышенной соленостью.

Пестроцветная формация

Интенсивные восходящие движения, начавшиеся в конце раннепермской эпохи, в позднепермскую эпоху сменились слабым опусканием территории Доно-Днепровской области и, в частности, западной ее части. Это обусловило накопление осадков пестроцветной формации в пределах Днепро-Донецкой впадины, северо-западной окраины Донбасса, Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин.

Пестроцветная формация Доно-Днепровской области сложена толщами континентальных отложений верхнепермского, нижнетриасового

и верхнетриасового возраста. В составе этой формации по литологическому характеру слагающих ее пород выделяются две подформации: нижняя — глинисто-песчано-конгломератовая, с преобладанием в разрезе песчаных отложений мощностью до 400 м и верхняя — песчано-глинистая, с преобладанием глинистых осадков мощностью 450—500 м.

Глинисто-песчано-конгломератовая подформация включает отложения верхней перми, известные в литературе под названием дроновской свиты. В составе последней выделяются три толщи: корневская, шебелинская и пересажская (Лапчик, 1958).

Отложения эти несогласно залегают на разновозрастных образованиях нижней перми, верхнего, среднего карбона и на кристаллическом фундаменте (Лунгерсгаузен, 1939, 1941; Лапчик, 1958). Они стратиграфически несогласно перекрыты отложениями песчано-глинистой подформации нижнего триаса. В литологическом отношении глинисто-песчано-конгломератовая подформация состоит из красноцветных и зеленовато-серых и светло-серых песчаников, алевролитов, глин и конгломератов, среди которых доминирующее значение имеют мелко- и среднезернистые песчаники.

В нижней части, известной под названием пересажской свиты (Лапчик, 1958), подформация состоит преимущественно из красноцветных и пестроцветных глин, алевролитов и редко из песчаников.

Средняя часть разреза подформации, известная в литературе под названием шебелинской свиты, по своему составу песчано-глинистая, где песчаники чередуются с пластами глин, реже алевролитов и конгломератов.

Верхняя часть подформации (корневская толща) почти исключительно песчаная, состоит из песков сыпучих и слабосцементированных, мелко- и среднезернистых, реже крупнозернистых, а также из песчаников и конгломератов. Цемент песчаников и алевролитов обычно глинистый и глинисто-карбонатный, нередко карбонатный.

Отложения глинисто-песчано-конгломератовой подформации имеют преимущественно кирпично-красную окраску, но в Бахмутской котловине, а также в центральной части северо-западных окраин и в Центральном грабене Днепровско-Донецкой впадины наблюдается и пестроцветная окраска. В участках, примыкающих к нефтяным залежам и зонам нефтепроявлений, а также к зонам тектонических нарушений, породы подформации приобретают светло-серую, серую и даже белую окраску. При этом происходит обогащение пород свиты пиритом, каолинитом и редкими элементами. Вторичное происхождение сероцветной окраски в данном случае не вызывает сомнений.

Конгломераты подформации состоят из гальки известняков нижнепермского и каменноугольного возраста, песчаников, кварцитов, кремня, глинистых пород. Такие конгломераты наиболее часто наблюдаются в Бахмутской котловине и особенно в ее восточной части, где отдельные их пачки достигают мощности 1—5 м. В сторону Днепровско-Донецкой впадины мощность и количество прослоев их уменьшается.

Состав гальки этих конгломератов показывает, что источником питания глинисто-песчано-конгломератовой подформации служили отложения палеозоя: преимущественно породы верхнего и среднего карбона, а также нижней перми.

Кроме этих конгломератов, среди пород данной подформации гораздо чаще встречаются своеобразные глинистые конгломераты, состоящие из остроугольных и реже окатанных обломков глин, указывающие на дополнительные местные источники сноса, спорадически возникавшие в области сводов подымавшихся структур.

Песчано-глинистая пестроцветная подформация представлена континентальными отложениями нижнего и верхнего триаса. Эти отложения в Донбассе известны под названием серебрянской и протопивской свит, а в Днепровско-Донецкой впадине — под названием радченковской, миргородской, глинской и красноградской свит (Лапчик, 1958).

Отложения эти несогласно залегают на породах перми и карбона и перекрываются морскими и континентальными осадками юры.

Песчано-глинистая пестроцветная подформация сложена континентальными, часто чередующимися глинами, редко алевролитами и конкреционными известняками, гравелитами и конгломератами.

Породы характеризуются малосовершенной механической обработкой и плохой сортировкой терригенного материала.

Разрез формации и характер слагающих ее пород довольно выдержаны на значительных пространствах Доно-Днепровской области. Они распространены на всей территории Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин, протягиваются в виде узкой полосы вдоль северной окраины Донбасса и дальше сплошным покровом заходят в Днепровско-Донецкую впадину, перекрывая область Центрального грабена, южный и северный борта впадины.

В ряде случаев выделяются районы, где в разрезе заметно возрастает роль песчаных отложений, и подчиненное значение имеют глинистые породы (Дружковско-Константиновская антиклиналь, южный и северный борта Днепровско-Донецкой впадины).

Максимальная мощность подформации (450—500 м) приурочена к Центральному грабену Днепровско-Донецкой впадины, а в сторону Донбасса и бортов впадины сокращается до полного выклинивания за счет размыва в предъюрское время.

Литологический и фациальный характер отложений песчано-глинистой пестроцветной подформации триаса свидетельствует о существенных изменениях физико-географических условий осадконакопления в этом отрезке геологического времени по сравнению со временем накопления песчано-конгломератовой подформации верхней перми. В связи с пфальцской фазой герцинского орогенеза платформенная часть Украины заняла более высокое положение над уровнем моря. Области, представлявшие собой депрессии на протяжении пермского периода в пределах Доно-Днепровского прогиба, и особенно провинции питания, в предтриасовое время испытывали поднятия. Наступило омоложение рельефа страны. На дневной поверхности резко доминирующее значение приобрели процессы денудации. Это углубило размыв палеозойского осадочного покрова и на значительных территориях вскрылась древняя палеозойская кора выветривания на поверхности кристаллического фундамента.

Вслед за пфальцской горообразовательной фазой в начале мезозоя начались небольшие опускания области Доно-Днепровского прогиба. Климат носил характер полупустынного с переменной влажностью, где засушливые периоды сменялись влажными, сопровождавшимися обилием дождей и бурным выносом терригенного материала из провинций питания в депрессии. Все это обусловило накопление в депрессиях в триасовое время значительных толщ континентальных терригенных осадков, представленных отложениями фаций речных, временных потоков, озер и болот с бедным растительным и животным миром.

В терригенных отложениях нижнего и верхнего триаса встречаются в акцессорных количествах минералы титана, циркония и редких земель.

Обращает на себя внимание монтмориллонитовый состав глинистого вещества глин триасовых отложений. В части поисков россыпей титановых минералов, а также бентонитового сырья, в первую очередь заслуживают внимания область южного борта Днепроовско-Донецкой впадины и район Бахмутской котловины, где эти отложения залегают на сравнительно небольших глубинах, а в Бахмутской котловине — в сводах структур выходят на дневную поверхность.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОНОСНОСТИ

Охарактеризованные выше особенности строения различных геоструктурных районов Донецкого бассейна и Днепроовско-Донецкой впадины и особенности металлоносности этих районов позволяют наметить схему металлогенического районирования Доно-Днепровской подвижной зоны, объединив ее в Доно-Днепровскую металлогеническую провинцию (рис. 31). Различие в деталях истории развития, выразившееся в накоплении различных осадочных формаций, возникновении и развитии тектонических элементов и магматической деятельности в сочетании со специфическими ассоциациями элементов в том или другом районе с учетом состояния металлогенической изученности дает основание разделить Доно-Днепровскую провинцию на две металлогенические области — Донецкую, охватывающую складчатую структуру Донецкого бассейна и Днепровскую, характеризующуюся более спокойным залеганием пород и существенными отличиями в составе слагающих ее формаций. По тому же структурно-формационному принципу с учетом особенностей металлоносности в пределах металлогенических областей выделены металлогенические районы, разделенные в свою очередь на рудные зоны и далее — на рудные поля.

Донецкая металлогеническая область

Донецкая металлогеническая область охватывает три металлогенических района — Южный, Северный и Центральный.

Южный металлогенический район в структурном отношении совпадает с Южной ступенчатой моноклиной. В районе развиты вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные (терригенно-угленосная и карбонатная) формации; на значительной части территории района имеется промышленная угленосность. В пределах района выделена одна рудная зона — Волновахская.

Волновахская рудная зона, соответствующая в структурном отношении зоне тектонического сочленения Донецкого бассейна с Приазовским блоком Украинского кристаллического щита, характеризуется интенсивным развитием разрывных нарушений и сменой пород в составе вулканогенной, терригенно-вулканогенной и карбонатной формаций. В северной и северо-западной части развита также терригенно-угленосная формация. Значительную роль в пределах Волновахской зоны играют изверженные породы, представленные эффузивными и гипабиссальными образованиями от основного до кислого состава.

В пределах зоны установлена сложная по составу толща эффузивных пород мощностью до 500 м (базальты, спилиты, кератофиры и др.), относящихся к живетскому и низам франского ярусов девона (бретонская фаза герцинского орогенеза). Следующий этап магматической

деятельности проявился в виде гипабиссальной фации щелочных и щелочноземельных пород — шонкинитов, монцонитов, трахитов, альбитофиринов, эгирино-кварцевых порфиров, а также, по-видимому, малиньитов. Наиболее молодой послескладчатый этап магматической активности выразился в формировании межпластовых интрузий, штоков и даек андезитов, трахиандезитов, трахидацитов.

В пределах Волновахской рудной зоны выявлены эндогенные рудопроявления меди, свинца, цинка, молибдена, бария и гипергенные концентрации железа, марганца, кобальта. За последние годы в восточной части зоны разведано гидротермально-метасоматическое месторождение флюорита, имеющее крупное промышленное значение.

По генетическим признакам и по вещественному составу рудопроявлений в пределах Волновахской рудной зоны выделяются: Николаевское, Покрово-Киреевское, Красноармейское, Кураховско-Трудовское и Южнодонбасское рудные поля.

Николаевское рудное поле, расположенное в западной части Волновахской зоны, объединяет значительное количество эндогенных рудопроявлений, пространственно тесно связанных с разломными нарушениями зоны сочленения Донбасса с Приазовским блоком Украинского кристаллического щита.

По данным работ треста «Артемгеология» и публикациям А. И. Лыкова (1960—1961), С. В. Нечаева (1959), М. И. Трипольской (1957) и других геологов, изучавших рудную минерализацию юго-западной окраины Донбасса, эндогенные рудопроявления в этом районе относятся к следующим типам:

а) Медное оруденение в эффузивных породах (самородная медь и халькопирит) установлено в кернах буровых скважин и в обнажениях (Попов, 1959); изучено недостаточно.

б) Эпидот-гранатовые и везувиан-гранатовые скарны в районах сс. Новотроицкого и Николаевки. Контактный метасоматоз обусловлен внедрением интрузий трахиандезитов и трахидацитов, приуроченных к участкам пересечения различных нарушений ЗСЗ и ССВ направлений. Интрузии имеют форму небольших штоков или даек; возможны также пластовые залежи. Явления скарнирования развиты в известняках и эффузивах, вмещающих интрузивные тела; в районе с. Николаевки эти явления (гранат-везувиановая порода) обнаружены среди докембрийских кристаллических пород.

В участках скарнирования пород четко выражены два этапа минерализации — собственно скарновый, представленный гранатом, эпидотом, везувианом, магнетитом, и кварцево-сульфидный (гидротермальный) этап, для которого характерны пирит (кобальтсодержащий), гематит, халькопирит, кварц, кальцит, иногда флюорит.

в) Жильные гидротермальные образования, обнаруженные на многих участках Николаевского рудного поля в зонах дробления или в обособленных трещинах, главным образом в участках пересечения субширотных и субмеридиональных нарушений. Жилы кварцевые, кварц-карбонатные с баритом, флюоритом; рудные минералы представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, молибденитом; встречаются также борнит, ковеллин, халькозин, арсенопирит.

г) Рассеянная рудная минерализация (галенит, сфалерит) в карбонатных породах карбона и песчаниках девона. Генезис этих рудопроявлений точно не определен.

д) В западной части Николаевского рудного поля в районе с. Владимировки буровыми работами на значительной площади вскрыты послойные интрузивные тела и штоки андезито-дацитового состава, интен-

сивно измененные гидротермально-метасоматическими процессами (альбитизация, хлоритизация, карбонатизация). Гидротермально измененные породы интенсивно пиритизированы (до 60% объема породы), содержат вкрапленные и жильные рудопроявления меди, свинца, цинка, барита и т. д. Как в измененных изверженных породах, так и во вмещающих их терригенных и карбонатных породах спектральным анализом установлены медь, свинец, цинк, железо, никель, кобальт, ванадий, барий, стронций, серебро. Интенсивное проявление магматической деятельности и гидротермально-метасоматических процессов в этой части рудного поля связано с развитием многочисленных разрывных структур широтного и меридионального направлений, образующих сложный узел пересечения двух крупных разломов (Южноволновашского и Криворожско-Павловского) и связанных с ними нарушений.

Геологоструктурная обстановка (наличие поперечных антиклинальных структур — Новотроицкой и Александрийской), широко проявившиеся процессы магматической и гидротермально-метасоматической деятельности в комплексе с благоприятными рудовмещающими карбонатными породами выдвигают эту часть рудного поля как первоочередной район для проведения поисков свинцово-цинковых и медных месторождений.

В пределах Николаевского рудного поля известны гипергенные концентрации железа и марганца, в ряде случаев содержащие примеси Co, Ni, As (район с. Николаевки).

Вопрос об источниках рудоносных эндогенных растворов на территории Николаевского рудного поля до настоящего времени не может считаться окончательно решенным. По аналогии с известными месторождениями самородной меди (а также медноколчеданной формации) можно предполагать, что оруденение в эффузивных породах Волновашской зоны генетически с ними связано. Достаточно убедительных признаков рудоносности пород второго (складчатого) этапа магматической деятельности в пределах Николаевского поля нет.

Внедрение пород третьего этапа контролировалось поперечной складчатостью и дизъюнктивными нарушениями субмеридионального простирания, связанными, по-видимому, с киммерийским орогенезом. Мезозойский возраст этих пород подтверждается также находкой туфов андезитов, описанных И. С. Усенко и И. М. Ямниченко (1952), в келловей-батских отложениях района ст. Лозовая. Генетическая связь рудоносных скарнов с интрузиями трахиандезитов и трахидацитов в настоящее время не вызывает сомнений. Можно с достаточной долей основания полагать, что и гидротермальные рудопроявления в пределах Николаевского рудного поля связаны с теми же магматическими очагами.

Покрово-Киреевское рудное поле расположено в восточной части Волновашской металлогенической зоны. Выделение его основано на некоторых особенностях структуры и главным образом на своеобразии минерализации — в пределах этого поля располагается крупное Покрово-Киреевское месторождение флюорита. По данным А. Я. Древиной и А. И. Зарицкого (1960), это месторождение приурочено к грабену, образованному пересечением двух крупных тектонических нарушений — субширотной Волновашской зоны и субмеридиональной Кальмиус-Еланчикской, которые, по-видимому, контролируют флюоритовую минерализацию. В грабене развиты известняки нижнего карбона, включающие интрузивные тела трахиандезитов, и нижнемеловые туфогенно-осадочные образования. Борта грабена сложены архейскими гнейсами и мигматитами, прорванными Еланчикским граносиенитовым

массивом предположительно верхнепротерозойского возраста. Кроме того, значительно распространены в районе эффузивные породы — базальты и пироксеновые порфиры, сопоставляемые с палеобазальтами верхнего девона, альбитофиры и ортофиры, абсолютный возраст которых определен в 250—280 млн. лет. Этот же возраст имеют развитые в непосредственной близости от месторождения пироксениты и малиньиты (Семененко и Царовский, 1961).

На Покрово-Киреевском месторождении установлены три морфологических типа флюоритовой минерализации. Первый тип представлен зонами мелкопрожилковых руд в брекчированных альбитофирах, гранитах и других породах, второй, основной тип минерализации, представлен неправильными залежами метасоматических руд в известняках турне, приуроченными к участкам пересечения зон дробления СЗ и СВ направлений.

Главными минералами в рудах являются флюорит, кальцит, доломит, полевые шпаты, кварц, подчиненное значение имеют сидерит, барит, целестин, галенит, сфалерит, пирит.

На месторождении выделяются карбонатно-флюоритовые и карбонатно-полевошпато-флюоритовые руды. В окрестностях месторождения обнаружены проявления киновари, самородной меди, сульфидов свинца, цинка, меди и барита. В пределах грабена на контактах трахиандезитов с известняками развиты скарнированные гранат-везувиановые породы с кальцитом и эпидотом, медной и полиметаллической минерализацией.

В непосредственной близости от месторождения буровыми работами под мезо-кайнозойскими отложениями вскрыт небольшой по размерам шток ортоклазитов (ортофиров), с которым тесно пространственно и генетически связаны полиметаллы, медь и другие. В рыхлых отложениях нижнемелового возраста в грабене установлено наличие глинозема.

Таким образом, Покрово-Киреевское рудное поле характеризуется интенсивным проявлением эндогенной (гидротермальной и контактово-метасоматической) минерализации, локализующейся в структурно и литологически благоприятных условиях и связанной генетически, как и в пределах Николаевского рудного поля, предположительно с трещинными интрузиями конечного этапа развития подвижной зоны. Не лишено основания также предположение, что флюоритовая минерализация Покрово-Киреевского месторождения генетически связана с щелочной магмой, производными которой являются малиньиты этого района.

Следующие три рудных поля — *Красноармейское*, *Кураховско-Трудовское* и *Южнодонбасское* — располагаются в основном также в пределах Южной ступенчатой моноклинали, но частично захватывают юго-западную часть Центральной складчатой зоны Донбасса. Это связано с тем, что однотипная по генезису и составу минерализация установлена в пределах обоих структурных элементов бассейна.

Особенностью металлогении трех рудных полей является наличие редких элементов в углях ниже- и среднекаменноугольного возраста. В границах рудных полей оконтурены линзообразные или неправильные участки концентрации редких элементов в пластах угля. Условия образования концентраций редких элементов в углях недостаточно ясны, установлена четкая зависимость между концентрацией редких элементов и степенью метаморфизма углей. В тощих углях и антрацитах редкие элементы практически отсутствуют, и, наоборот, концентрация их возрастает от коксовых марок углей к газовым и длиннопламенным.

Северный металлогенический район Донецкой металлогенической области в структурном отношении совпадает с северной моноклиальной зоной Донбасса. Здесь в породах карбонатной формации вдоль тектонических зон ЗСЗ простирания в результате полевых работ в керне буровых скважин была обнаружена рудная минерализация, что позволило предварительно наметить в этом районе Марковскую рудную зону, не выделяя в пределах ее, в связи с недостатком данных, рудные поля. Оруденение обнаружено в кавернозных, трещиноватых, доломитизированных известняках башкирского яруса в виде разобщенных мелких гнезд, вкрапленников, коротких мелких прожилков. Из рудных минералов установлены пирит, галенит, сфалерит, сидерит, флюорит, гидроокислы железа. Спектральным анализом обнаружены Mo, Cu, V, Cr и др. Генезис оруденения не выяснен, имеются предположения в пользу инфильтрационной природы минерализации. В ряде пересечений угольных пластов выявлены повышенные концентрации редких элементов. Угли марки ДБ, т. е. длиннопламенные, переходные к бурым.

Центральный металлогенический район Донецкой металлогенической области охватывает два важнейших структурных района Донецкого бассейна — Центральную складчатую зону и Северодонецкую зону продольных надвигов. Район характеризуется преимущественным развитием отложений флишовой терригенно-угленосной формации карбона и интенсивным проявлением тектоники, как пликтивной, так и дизъюнктивной. В Центральной складчатой зоне в ряде пунктов (главным образом в юго-восточной ее части) установлены гипабиссальные изверженные породы основного и среднего состава (монзонит-порфиры, шонкинитовые порфириты, лампрофиры, андезиты, андезитовые порфириты). Центральный металлогенический район характеризуется двойкой природой рудной минерализации. В его пределах располагаются сурьмяно-ртутные и полиметаллические месторождения Никитовки и Нагольного кряжа, многочисленные рудопроявления Hg, Pb, Zn и других цветных и редких металлов, имеющие гидротермальный генезис. С другой стороны, в ряде участков выявлены повышенные концентрации редких элементов в углях, аналогичные описанным выше в Южном металлогеническом районе. Таким образом, в пределах Центрального металлогенического района выделяются две рудные зоны — Лисичанская, расположенная в структурном отношении в пределах Северодонецкой зоны продольных надвигов и характеризующаяся главным образом концентрацией редких элементов в углях, и Дружковско-Нагольчанская, вытянутая вдоль Главного антиклиналя и характеризующаяся эндогенной ртутно-полиметаллической минерализацией.

Лисичанская рудная зона включает два рудных поля, оконтуренных по данным опробования углей на редкие элементы — *Лисичанское* и *Алмазно-Марьинское*. Как и в Южном районе, для этих полей характерна приуроченность повышенных концентраций редких элементов к газовым, длиннопламенным и коксующимся углям.

Кроме редких элементов в углях Лисичанской зоны, по данным спектральных анализов, установлены признаки ртутной минерализации в пределах Лисичанского поля.

К югу от Лисичанской рудной зоны и к северу от Дружковско-Нагольчанской рудной зоны геологосъемочными работами (О. Л. Фисуненко) установлена полоса повышенной трещиноватости пород вдоль осевой части Северной антиклиналя (сс. Красная Поляна — Медвежанка). Протяженность полосы около 50 км, ширина 10 км. В пределах полосы развиты кварцевые и кварц-анкеритовые жилы. Вмещающие породы терригенно-угленосной формации местами интенсивно

пиритизированы и содержат сульфиды цинка и свинца. В гидротермально измененных вмещающих породах (хлоритизация) спектральными анализами установлены повышенные содержания олова, молибдена, серебра, кобальта, бария. Район не изучен, перспективы его не ясны.

Дружковско-Нагольчанская рудная зона четко выделяется в пределах Центрального металлогенического района в связи с приуроченностью ее к Главному антиклиналу Донбасса. Это определяет линейную форму зоны, строгий структурный контроль оруденения, в ряде случаев локализацию особенно высоких рудных концентраций в пределах куполовидных структур. Вмещающими оруденение породами являются песчаники, а в зонах тектонических брекчий также и сланцы терригенно-угленосной формации. При общем ртутно-полиметаллическом составе оруденения, характерном для зоны в целом, преобладание определенных ассоциаций металлов и пространственное распределение месторождений и рудопроявлений позволяют выделить в пределах Дружковско-Нагольчанской рудной зоны три рудных поля: Никитовское, включающее группу известных сурьмяно-ртутных месторождений, Дружковско-Константиновское, характеризующееся проявлениями ртутно-полиметаллической минерализации, и Нагольчанское, объединяющее группу полиметаллических месторождений и рудопроявлений Нагольного кряжа.

Никитовское рудное поле занимает центральное положение в Дружковско-Нагольчанской рудной зоне. В строении поля принимают участие отложения терригенно-угленосной формации, по возрасту относящиеся к среднему отделу карбона и представленные чередованием пластов песчаников и сланцев (аргиллитов и алевролитов), среди которых залегают пласты известняков и каменных углей.

Главнейшим структурным элементом Никитовского рудного поля является Горловская антиклиналь, представляющая собой участок воздымания сводовой части Главного антиклинала.

В пределах рудного поля развиты разрывные нарушения, которые группируются в три основных группы:

1. Надвиги продольные, параллельные оси антиклинали, с согласным падением сместителя. Амплитуда смещения по этим структурам достигает 150 м (Главный надвиг).

2. Надвиги диагональные — субширотные. Падение надвигов северного крыла антиклинали северное — северо-западное, южного крыла — южное — юго-восточное. Амплитуды смещения по этим надвигам колеблются от 20 до 200 м и более.

3. Поперечные нарушения — сбросы.

Изверженные породы в пределах Никитовского рудного поля или вблизи него не обнаружены, ближайšie районы, где они установлены, находятся на расстоянии 50—60 км. Оруденение на всех месторождениях Никитовского рудного поля сосредоточено в песчаниках, переслаивающихся с глинистыми сланцами, безрудными песчаниками, углями и известняками. Максимальное оруденение приурочено к куполовидным структурам, осложненным в осевой части многочисленными разрывными нарушениями.

Площади промышленного оруденения на месторождениях в общем подчиняются очертаниям куполов, в строении которых участвуют пласты рудоносных песчаников, причем максимальные концентрации киновари приурочены к сводовым частям куполов. Рассеянная ртутная минерализация установлена и за пределами контуров промышленных руд на значительных расстояниях (до 2—3 км).

В пределах рудного поля имеет место вкрапленный и трещинный

(прожилковый) типы рудной минерализации. Вкрапленный тип характерен для всей толщи песчаников, причем особенно богатая вкрапленность обычно встречается около разрывных нарушений, реже в ненарушенных песчаниках. При этом киноварь совместно с карбонатом замещает цемент песчаников или совместно с накритом (диккитом) выполняет трещинки в зернах кластогенного кварца. По мнению Е. Е. Захарова, Н. И. Королева (1940) и И. Л. Никольского (1959), на месторождениях Никитовского рудного поля имеется киноварь двух генераций.

Трещинный тип оруденения является богатым по содержанию металла, хотя трещинные руды отличаются резкими колебаниями содержания ртути. В связи с неравномерностью трещиноватости в песчаниках этот тип оруденения пространственно тяготеет к крупным, главным образом поперечным нарушениям или к «секущим», локализуясь в зонах трещиноватости, ориентированным вкrest простираения песчаников. Таким образом, трещинный тип морфологически характеризуется развитием рудных зон и рудных столбов.

В составе руд ведущими минералами являются: кварц — обломочный и вторичный (регенерационный и прожилковый), серицит и минералы глины в цементе песчаников, карбонаты (анкерит, кальцит), минералы группы каолинита (накрит, диккит). Из рудных минералов главным является киноварь, в значительном количестве присутствует антимонит, часто встречаются пирит, марказит, иногда встречается арсенопирит.

По данным Е. Е. Захарова и Н. И. Королева (1940), в отдельных случаях установлены сфалерит и висмутин. Спектральные анализы киновари, приведенные в работе И. Л. Никольского (1959), указывают на присутствие в этом минерале меди, свинца, серебра, сурьмы; эти же элементы и ртуть обнаружены в составе антимонита. В арсенопирите и пирите Е. Е. Захаров установил наличие золота. В целом для Никитовского рудного поля И. Л. Никольский выделяет шесть стадий минерализации: 1) кварцево-арсенопиритовую; 2) киноварную; 3) антимонитовую и карбонатную (анкеритовую); 4) диккито-киноварную; 5) киноварно-антимонитовую с накритом (диккитом); 6) пиритовую и кальцитовую.

Характеристика структуры и рудоносности Никитовского рудного поля приводит к достаточно обоснованному общему заключению, что формирование ртутных месторождений происходило в эпоху после-складчатых разрывных нарушений киммерийского или ларамийского возраста в участках сочетания брахиантиклинальных и трещинных структур при наличии пластов песчаников, благоприятных для проникновения гидротермальных растворов и концентрации руд.

Дружковско-Константиновское рудное поле расположено к северо-западу от Никитовского. В структурном отношении это рудное поле приурочено к Дружковской антиклинали и характеризуется, в общем, теми же особенностями строения, что и Никитовское.

Отличительной чертой рудопроявлений ртути является приуроченность их к зонам разломов (Константиновский надвиг). Минерализация ртути наблюдается в виде вкрапленности зерен, примазок и прожилков по трещинам в сланцах, известняках и песчаниках.

Общность происхождения месторождений Никитовского и Дружковско-Константиновского рудных полей подчеркивается однотипными структурными и литологическими факторами контроля оруденения и подобием состава руд существенно киноварной формации. Следует лишь отметить, что в отличие от Никитовского рудного поля, в рудах

которого наряду со ртутью имеется существенное количество сурьмы, в Дружковско-Константиновском поле ртуть иногда сопровождается свинцом и мышьяком. Оруденение концентрируется в пределах Константиновского нарушения в песчаниках, сланцах и известняках верхнего карбона.

Нагольчанское рудное поле объединяет группу однотипных полиметаллических месторождений и рудопроявлений Нагольного кряжа, известных с первой половины XIX века и периодически подвергавшихся разведке и изучению вплоть до последнего времени. Наиболее полная характеристика месторождений Нагольного кряжа приведена в работе А. А. Якжина (1952); кроме того, ряд вопросов геологии, минералогии и рудоносности и оценки этих месторождений и рудопроявлений освещены в работах Кулибина (1936), В. М. Крейтера и И. С. Яговкина (1931), Я. В. Самойлова (1908), И. И. Танатара (1934), С. А. Юшко (1948), Е. К. Лазаренко (1941) и др. По данным этих авторов, основные черты геологического строения и рудоносности Нагольчанского рудного поля (Нагольного кряжа) представляются в следующем виде.

Поле сложено отложениями нижнего и среднего отделов каменноугольной системы, на размытой поверхности которых в отдельных участках залегают меловые и третичные отложения. Изверженные породы встречены в немногих пунктах.

Каменноугольные отложения представлены флишоидной терригенно-угленосной формацией с преобладанием сланцев, при подчиненном значении песчаников. Известняки наблюдаются в незначительном количестве в виде маломощных прослоев среди сланцев. В отложениях среднего карбона имеются пласты каменных углей рабочей мощности.

Изверженные породы (щелочные породы второго тектоно-магматического цикла) непосредственно в пределах Нагольчанского рудного поля известны всего в двух-трех пунктах; значительно более широкое распространение они имеют южнее и юго-западнее Нагольного кряжа.

В структурном отношении Нагольчанское рудное поле расположено в Центральной складчатой зоне Донецкого бассейна. Главный антиклиналь в этом районе имеет ассиметричное строение — северное крыло падает круче южного. Крылья осложнены второстепенными складками, гофрировкой и мелкой плейчатостью. Вдоль оси антиклиналя имеется несколько брахиантиклинальных поднятий, образующих куполовидные структуры.

В строении Нагольчанского рудного поля важнейшую роль играют разрывные нарушения, которые, согласно А. А. Якжину (1952), в возрастном отношении легко разделить на дорудные и послерудные.

Месторождения и рудопроявления Нагольчанского рудного поля представлены жилами или зонами жил и прожилков, приуроченными к трещинным структурам. Развита они в основном в осевой части антиклинальных складок, чаще всего в участках куполов или брахиантиклинальных перегибов. Вмещающими породами являются сланцы, реже песчаники терригенно-угленосной формации нижнего и среднего карбона.

В зависимости от характера вмещающих рудные тела разрывных нарушений жилы подразделяются на четыре группы:

1. Жилы и оруденелые жилые зоны, связанные с продольными зонами надвигов, обычно залегающие в сланцах.

2. Жильные тела в трещинах разрыва, тяготеющих к куполовидным структурам.

3. Жильные тела в трещинах сбросов, сравнительно более редкие.

4. Жильные образования в трещинах отдельности.

Послерудные нарушения представлены в основном сбросами. Рудная минерализация в жильных образованиях характеризуется изменчивостью и резкими колебаниями в количественном соотношении главных минералов. Это позволило А. А. Якжину и другим исследователям месторождений Нагольного кряжа сгруппировать жильные образования по преобладающим минералам в несколько групп, выделить среди них жилы кварцевые, обычно приуроченные к трещинам разрыва, кварцево-анкеритовые, выполняющие сбросовые трещины и сульфидные, приуроченные главным образом к согласным нарушениям в зонах надвигов. Кроме того, выделяются жилы переходного характера. Наиболее распространены рудные жилы массивной или брекчиевидной текстуры, подчиненное значение имеют ленточная, реже друзовая текстуры. Характерной особенностью при этом является крупнокристаллический облик главных рудообразующих минералов.

Минеральный состав рудных жил Нагольчанского рудного поля изучался Я. Б. Самойловым (1908), И. И. Танатаром (1934), С. А. Юшко (1948), Е. К. Лазаренко (1941), А. А. Якжиным и другими. По данным этих авторов, главную роль в рудах играют сфалерит, галенит, пирит, марказит, тетраэдрит, бурнонит, буланжерит, халькопирит; встречаются золото, киноварь, герсдорфит, аргентит и некоторые другие. Нерудные представлены кварцем, анкеритом, кальцитом, встречаются хлорит, накрит, пиррофиллит, апатит. В ряде случаев заметно развита зона окисления с типичным для полиметаллических месторождений минеральным составом.

Таким образом, намечается генетическая связь месторождений Дружковско-Нагольчанской рудной зоны, выраженная в приуроченности их к элементам Главного антиклинала и в общности вещественного состава руд.

Днепровская металлогеническая область

Днепровская металлогеническая область объединяет пять металлогенических районов — Западодонецкий, Центральный, Черниговский, Приднепровский и Южный. В связи с крайне недостаточной изученностью металлоносности области выделение этих районов имеет предварительный, условный характер.

Западодонецкий металлогенический район охватывает в структурном отношении район, переходной между Донецким бассейном и Днепровско-Донецкой впадиной.

Работы, проведенные в последние годы главным образом трестом «Артемгеология», позволяют наметить в границах Западодонецкого района две рудные зоны — Краснооскольскую и Корульско-Петровскую.

Краснооскольская зона, занимающая крайнее северное положение в районе, в структурном отношении приурочена к линии проявления купольных структур, вдоль северо-западного продолжения Северодонецкого надвига. Зона выделена на основании поисковых работ, в результате которых установлены признаки полиметаллического оруденения на участках Изюмском и Спиваковском.

Корульско-Петровская зона ориентирована в северо-западном направлении и является, по-видимому, структурным про-

должением Дружковско-Нагольчанской зоны. В пределах Корульско-Петровской зоны на участках Корульского и Петровского куполовидных поднятий установлено наличие ртутной и свинцово-цинковой минерализации.

Оруденение приурочено к зонам брекчий соляных штоков. Совместно со свинцово-цинковым и ртутным оруденением содержатся в значительном количестве пирит, а также гематит, халькопирит, флюорит, барит, кварц, кварцин, мусковит, рутил, каолинит. Спектральными анализами установлен следующий устойчивый комплекс элементов: медь, свинец, цинк, железо, ванадий, барий, стронций, серебро, молибден, цирконий, ниобий, скандий. В составе брекчии наблюдаются обломки альбитизированных диабазов трапповой подформации, которые содержат полиметаллическую, ртутную, медную и пиритовую минерализацию.

На площади Корульско-Петровской зоны установлены следующие закономерности размещения ртутного оруденения, используемые в качестве поисковых признаков: 1) приуроченность ртутного оруденения к купольным структурам; 2) приуроченность ртутного оруденения с промышленными содержаниями и концентрациями к тем антиклинальным структурам, разорванным тектоническими нарушениями, вдоль которых происходит внедрение штоков соли девона и образование мощных зон брекчирования и дробления. Как правило, над соляными штоками и зонами брекчирования образуются компенсационные воронки, выполненные терригенными отложениями третичного возраста с пластами бурых углей; 3) зоны брекчирования и дробления являлись путями движения рудоносных гипогенных растворов, что привело к образованию ртутных, свинцово-цинковых, бариевых, флюоритовых и других рудопроявлений.

На основании предварительного изучения зон гидротермально измененных пород установлены следующие фазы минералообразования:

1) Альбитизация, хлоритизация, пропилитизация, карбонатизация, пиритизация пород. В основном этими процессами затронуты породы трапповой подформации и карбона, которые в виде обломков вынесены соляным штоком. Время проявления этого процесса — заключительные этапы герцинского орогенеза.

2) Образование рутила и мусковита в породах брекчии. По-видимому, этот процесс проявился в период образования соляных штоков, так как под микроскопом ясно наблюдается зональность кристаллов мусковита, очевидно, связанная с пульсирующим характером гидротермально-пневматолитового процесса, который соответствовал фазам становления соляного штока в киммерийский этап складкообразования.

3) Низкотемпературная гидротермальная фаза проявилась в каолинизации, частичном окварцевании, образовании кварца. С этой фазой, по-видимому, связано ртутное оруденение и образование флюорита. Время проявления этой фазы и рудной минерализации, по-видимому, следует увязывать с альпийским циклом тектогенеза.

В юго-западной части Донбасса поисковыми и разведочными работами вдоль Криворожско-Павловского разлома установлены и детально закартированы купольные структуры. Установленные здесь рудопроявления полиметаллов, барита и редких металлов позволили геологам треста «Артемгеология» рекомендовать эту полосу купольных структур как перспективную для поисков ртути, свинца, цинка, редких металлов.

Изучение структуры и металлогении Западодонецкого металлогенического района показывает, что в его составе можно выделить два рудных узла. Первый образован пересечением собственно Корульско-Петровской зоны северо-западного направления и зоной широтного направления — Корульско-Славянской. Второй рудный узел образуется в результате пересечения Корульско-Петровской и Краснооскольской зон севернее Петровского купола. Проведенная проверка рудоносности этих узлов подтвердила предварительные выводы. Как на Петровском, так и на Корульском куполах (рудных узлах) буровыми скважинами установлена ртутная и полиметаллическая минерализация.

Для выделения в пределах Краснооскольской и Корульско-Петровской зон более или менее определенных рудных полей в настоящее время данных еще недостаточно.

Помимо двух рудных зон, в Западодонецком металлогеническом районе располагается пять обособленных рудных полей, приуроченных к площади развития отложений галогенно-красноцветной формации верхнего карбона и нижней перми.

Рудные поля Бахмутской и Торецкой котловин объединяют однотипные месторождения, известные в литературе как месторождения медистых песчаников Донбасса. Месторождения приурочены к картаммышской свите нижней перми, выходящей на поверхность в бортовых частях Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловин. Оруденение несут главным образом прослои и линзы серых или зеленовато-серых песчаников с маломощными прослоями глин и конгломератов, которые располагаются на определенных стратиграфических уровнях. Характерной особенностью рудоносных пород является наличие растительных остатков, в той или иной степени углефицированных.

Рудные минералы представлены халькозином, борнитом, халькопиритом, галенитом, азуритом, малахитом, ковеллином, купритом, содержится доломит, сидерит, барит. Спектральными анализами обнаружены также Ag, Mo, Ge, Be, Ni, Co, V, Cr. Приуроченность оруденения к определенным разновидностям вмещающих пород, четко выраженный стратиграфический контроль согласно залегающих рудных линз позволяют присоединиться к выводу о сингенетическом происхождении медного оруденения.

Каменское, Кальмиус-Торецкое и Краматорское рудные поля также приурочены к области распространения отложений галогенно-красноцветной формации (P_1). В пределах этих полей установлено наличие калийных солей — карналлита, сильвина, полигалита, лангбейнита, образующих вкрапленники или включения в галите, ангидрите или глинисто-галитовой породе формации. Совместно с калийными солями в отложениях краматорской свиты встречаются соли магния. По данным буровых работ треста «Артемгеология», на площади Краматорского рудного поля выделено несколько горизонтов с калий-магниевыми солями. Однако проведенными работами не вскрыта верхняя часть разреза краматорской свиты, которая должна представлять наибольший практический интерес. В настоящее время калийсодержащие горизонты изучаются на предмет установления в них концентраций редких щелочных элементов. Кроме калийных солей, в карбонатных породах галогенно-красноцветной формации встречаются целестин, халькопирит, галенит, сфалерит, образующие мелкую рассеянную вкрапленность чаще всего в известняках и доломитах никитовской свиты.

Центральный металлогенический район в структурном отношении охватывает Северную и Южную зоны мобильных склонов и краевых

дислокаций и Центральный грабен Доно-Днепровской подвижной зоны. Особенностью района, послужившей поводом для его выделения в составе Днепровской металлогенической области, является то обстоятельство, что в его пределах развиты все палеозойские формации. Таким образом, металлоносность этого района характеризуется, по самым предварительным данным, наличием эндогенной минерализации, связанной с изверженными породами, и комплексом терригенных минералов в осадочных формациях.

С точки зрения эндогенной металлогении район изучен очень слабо. Нижний структурный этаж района имеет много общего как в структурном, так и в металлогеническом отношении с ранее описанным Западодонецким районом. Рудные зоны Западодонецкого района, по видимому, прослеживаются далее в северо-западном направлении и на площади Центрального района. В пределах северной части района разбурен ряд купольных структур, в которых вскрыты вулканогенные породы с сульфидной минерализацией. По данным Л. Г. Бернадской (1961), в районе Синевского купола в брекчии соляного штока встречены обломки пропилитизированных и слабо измененных лампрофиров и альбитофиров с сульфидным оруденением. Пирит и халькопирит наблюдаются также в обломках кристаллических известняков на контакте с вулканогенными породами. Аналогичные вулканогенные породы Л. Г. Бернадской описаны и в других солянокупольных структурах этого района. Металлоносность осадочных формаций Центрального района изучена также недостаточно полно (по материалам буровых работ, направленным на поиски нефти и газа).

По данным Д. П. Хрущева (1962), в толще каменной соли девонского возраста на Роменской солянокупольной структуре установлен сильвин в виде рассеянных кристаллов или маломощных прослоев, что существенно дополняет известные сведения о наличии калия в солях Роменской и Машевской структур. В породах галогенно-красноцветной формации (в песчаниках и алевролитах) встречены незначительные концентрации терригенных минералов — ильменита, лейкоксена, циркона, рутила, гидроокислов железа, барита, сидерита. В сероцветных разностях глинистых пород наблюдаются значительные концентрации пирита и марказита.

Черниговский металлогенический район выделен в связи с широким распространением в его пределах магматических пород, относящихся, по данным Л. Г. Бернадской, к кератофиристо-спилитовой формации, причем характерно преобладание базальтов и спилитов. Подчиненное значение имеют диабазы, эффузивные аналоги полевошпатовых пироксенитов, трахибазальты, порфириты, альбитизированные трахиты (кератофиры), кварцевые микросиениты. По данным Ф. Е. Лапчик и П. Л. Шульги, осадочные образования, вмещающие вулканогенные породы, являются в низах разреза вулканогенно-осадочной толщи лагунно-морскими осадками, в средней части разреза — континентальными и в верхах — нормальноморскими. Глубокое залегание этих отложений (2000—2800 м) не позволяет рекомендовать этот район как перспективный для поисков месторождений колчеданного типа.

Приднепровский металлогенический район выделен в пределах Южной моноклинали Доно-Днепровской подвижной зоны (ее западной части) и, в связи с этим характеризуется отсутствием палеозойских отложений.

Этим определяется и характер металлоносности района, ограниченной комплексом терригенных минералов в породах пестроцветной формации (P_2-T_1).

Южный металлогенический район в структурном отношении представляет собой восточную часть Южной моноклинали. Для района характерно развитие отложений терригенно-угленосной формации и концентрация редких элементов в углях Петропавловского района, в связи с чем в Южном районе выделено Петропавловское рудное поле. Признаков эндогенной минерализации в пределах района не обнаружено, хотя наличие многочисленных разрывных нарушений в районе позволяет предполагать возможность аналогии с Волновахской рудной зоной.

Кратко изложенная выше характеристика металлоносности Доно-Днепровской металлогенической провинции позволяет выделить в истории ее формирования ряд этапов, характеризующихся специфическими чертами и условиями формирования рудных месторождений и рудопроявлений (рис. 32).

На раннем этапе развития подвижной зоны в связи с образованием разломов глубинного типа и мощными проявлениями вулканизма проявилось медное оруденение, установленное в основных вулканических породах в районе с. Николаевки в Волновахской зоне. В связи с недостаточной изученностью и одиночным характером рудопроявления судить о природе его трудно, однако установленная в США связь медных руд такого же типа с основными лавами (полуостров Медный) и породами спилит-кератофировой формации позволяет и в нашем случае предположить гипогенный характер обнаруженной минерализации.

Рассеянное вкрапленное свинцово-цинковое оруденение в песчаниках девона и карбонатных породах каменноугольного возраста, по мнению В. Б. Черницына, И. И. Сахатского (1961) и С. В. Нечаева (1959), является эпигенетическим и не может поэтому характеризовать начальный и средний этапы развития подвижной зоны. Однако нужно иметь в виду, что генезис именно этого типа рассеянной минерализации в малометаморфизованных осадочных породах вызывает разногласие среди специалистов и что не исключена возможность сингенетического накопления свинца и цинка. Средний этап характеризовался интенсивным прогибанием подвижной зоны и накоплением пород карбонатной и терригенно-угленосной формаций. Для терригенно-угленосной формации характерной является концентрация редких элементов в пластах углей. Процесс накопления редких элементов, источником которых, по-видимому, были кристаллические породы Украинского щита и Воронежского горста, по общему признанию являлся сингенетическим. Отсутствие редких элементов в тощих углях и антрацитах, по-видимому, следует объяснить их миграцией в условиях более высоких ступеней метаморфизма угленосных пород. Завершение среднего этапа и переход к позднему этапу развития подвижной зоны ознаменовался накоплением галогенно-красноцветной формации верхнего карбона — нижней перми. В эту эпоху возникли сингенетичные концентрации меди и свинца в песчано-глинистых отложениях северо-западного района Донбасса и тяжелых титановых и циркониевых минералов в терригенных отложениях формации на всей площади ее распространения. Для этой же формации характерна полиметаллическая рассеянная минерализация в карбонатных породах и скопления целестина и калийных солей, сопровождаемых рубидием в соленосных отложениях.

Дальнейшее развитие Доно-Днепровской подвижной зоны выражалось в интенсивных тектонических движениях и формировании складчатых структур субширотного (ЗСЗ) простирания. Складчатые дислокации сопровождались разрывными нарушениями главным образом в форме надвигов и взбросов. К этому времени относится внедрение ги-

пабиссальных магматических тел шонкинитов, монцонит-порфиоров, трахидолеритов, мончикитов, камптонитов, малиньитов.

По вопросам генетической связи оруденения с этими породами, внедрившимися в пфальцскую фазу герцинского орогенеза, существуют различные точки зрения. И. И. Танатар (1934), А. А. Якжин (1952) и некоторые другие исследователи полагают, что позднегерцинский возраст имеют месторождения Нагольного кряжа. Однако, пользуясь более новыми данными, А. И. Лыков (1960), С. В. Нечаев (1959), Н. В. Бутурлинов и Б. С. Панов (1959) и многие геологи Донбасса связывают ртутно-полиметаллическую минерализацию в Донбассе с более поздней магматической деятельностью, проявившейся в киммерийскую (а может быть и альпийскую) орогеническую эпоху. В конечном этапе развития герцинской подвижной зоны происходило накопление осадков континентальной пестроцветной формации верхней перми — нижнего триаса и формирования в составе ее отложений терригенных концентраций минералов тяжелой фракции — ильменита, рутила, циркона.

К этому же этапу относится образование разрывных нарушений, поперечных по отношению к основному простиранию складок и особенно четко проявившихся в Центральной складчатой зоне и в зоне Южной ступенчатой моноклинали. Образование поперечных разрывов сопровождалось обновлением ранее возникших нарушений, формированием зон смятия в брахиантиклинальных и куполовидных складках и проявлением магматической активности глубинных очагов, выразившейся в образовании даек и малых интрузий андезитов, трахиандезитов, трахидацитов. Рудоносность этих очагов подтверждается тем, что с этими интрузиями в Волновахской металлогенической зоне связаны процессы рудного контактного метасоматоза и образование скарнов, а также, по данным Н. В. Бутурлинова и Б. С. Панова (1959), установивших в ряде случаев в гипабиссальных телах послескладчатого этапа развития в Донбассе четкие следы гидротермального воздействия, вплоть до резко превышающих кларковые содержания ртути.

Интенсивные процессы размыва складчатых сооружений в конечном этапе вывели на поверхность рудные концентрации и повлекли за собой явления гипергенного рудообразования.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ УКРАИНСКИХ КАРПАТ

Территория Украинских Карпат охватывает значительную часть Восточных Карпат, входящих в состав северной ветви Средиземноморского подвижного пояса (рис. 33).

В истории развития Карпатской горной системы выделяются пять металлогенических эпох: докембрийская, каледонская, герцинская, киммерийская, альпийская.

Все эти металлогенические эпохи в той или иной мере проявились и в Украинских Карпатах.

Е. К. Лазаренко (1962) для Карпатской горной системы в целом выделяет шесть металлогенических провинций (рис. 34): Западнокарпатская, Мармарошская, Северовенгерские островные горы, Выгорлат-Харгитская, Апусень, Южнокарпатская.

Только две металлогенические провинции частично захватывают территорию Украинских Карпат. Это северная окраина Мармарошской провинции — Раховский массив и Чивчинские горы и значительный отрезок средней части Выгорлат-Харгитской провинции.

Историю тектономагматического развития Карпат можно разделить на два основных периода — домезозойский и послемезозойский.

Наиболее древние, докембрийские проявления магматизма (гранитоиды) известны в Мармарошском кристаллическом массиве. С ними связаны метаморфизованные железорудные месторождения.

С девон-нижекарбовыми диабазами и диоритами в Западных Карпатах и с перидотитами в массиве Апусень устанавливаются железо-марганцевые месторождения, так же как и свинцово-цинковые в Спишко-Гемерском рудогорье.

Более широко проявился карбон-пермский магматизм, с которым почти повсеместно связаны выходы кварцевых порфиров и их пирокластов, а также диабазы и диабазовые порфиры. Исключительная роль принадлежит гранитоидам этого возраста, которые развиты во всех главных районах Карпатской складчатой системы, где на поверхность выходит домезозойский фундамент. Они образуют батолиты так называемых гемеридных гранитов Высоких и Низких Татр, Большой и Малой Фатры, Вепора и Малых Карпат, массивы гранитоидов в Мармароше, Апусень и Южных Карпатах. С гемеридными гранитоидами генетически связаны в Спишко-Гемерском рудогорье метасоматические железорудные месторождения, подвергшиеся региональному метаморфизму, такие как Рожнява, Славочка, Смольник, Маркушовцы и другие, а также гидротермальные полиметаллические, сурьмяно-ртутные, никель-кобальтовые месторождения, представителями которых являются Злата Ида, Попроч, Добшина, Спишка Баня, Фихтенгибель и другие. Кроме того известны магматические месторождения хромитов, генетически связанные с дунитами.

В конце палеозоя в результате интенсивно проявившейся герцинской фазы складчатости были приподняты и размыты глубоко мета-

морфизованные породы палеозоя и докембрия. На этом основании была заложена мезо-кайнозойская геосинклиналь. Особенностью магматизма этого времени является явное преобладание эффузивной деятельности над интрузивной с преобладанием извержений основных магм.

Период ранний триас—апт характеризуется развитием офиолитового комплекса с проявлениями никелевой минерализации, а также железорудные месторождения с хромом.

В нижнем мелу магматическая деятельность представлена порфирами и их туфами в Западных и Восточных Карпатах, а также гранитами в Гемерско-Спишском рудногорье в Западных Карпатах и банатитами в Южных Карпатах.

С мезозойским магматизмом связаны некоторые месторождения Южных Карпат, Апусень, Северовенгерских островных гор и Мармарошского массива.

В Южных Карпатах с мезозойским магматизмом связаны метасоматические гидротермальные железорудные месторождения с хромом и никелем в горах Пояне Русской и в Себеш, которые генетически связаны с габбро, и месторождения Банат. Главными являются контактово-метаморфические железорудные месторождения Окна де Фер, Докнеча и гидротермальные полиметаллические и золото-серебряные месторождения Решицы. И для одних и для других устанавливается генетическая связь с гранитоидами. В массиве Апусень к ним должны быть отнесены железо-марганцевые метаморфические месторождения Кодру и Семешул, полиметаллические и золото-серебряные месторождения Бэйца и Златна в горах Металичи, генетически связанные с дацитами и риолитами. В Мармарошском массиве к ним относятся некоторые полиметаллические месторождения, связанные с метаморфическими комплексами, а также своеобразные редкометалльные и полиметаллические месторождения Дитро, связанные с дитроитами.

В Северовенгерских островных горах к ним относятся магматические железо-титано-ванадиевые месторождения окрестностей Сервашко, генетически связанные с габбро-перидотитами.

Позднетретичному времени, начиная с неогена, отвечает послепериодический период развития Карпатской флишевой геосинклинали — эпоха возникновения складчатой системы и формирования передовых прогибов и межгорных впадин. К этому времени относится наиболее мощная вулканическая деятельность в пределах Карпат.

С третичным магматизмом связаны полиметаллические, золотополиметаллические, ртутные, ртутно-сурьмяно-мышьяковые месторождения (Мерник, Злата Баня, Берегово, Вышково, Бая-Марская), полиметаллические, мышьяково-висмутовые месторождения Северовенгерских гор (Надьбержень, Речк, Дендьешороси). К ним же принадлежат полиметаллические и золото-серебряные Штьявницко-Кремницкие месторождения гидротермально-метасоматического происхождения района Руда-Баня (Уппонь, Руда-Баня, Мартоны).

В пределах Украинских Карпат к настоящему времени известны только верхнетретичные рудные месторождения, представляющие промышленный интерес. Мезозойские и палеозой-докембрийские рудопоявления, хоть и обладают нередко высокой концентрацией полезных компонентов, незначительны по своим масштабам. В связи с этим и изученность верхнетретичных месторождений несколько лучше, чем более древних. Соответственно характеристика эндогенных месторождений Украинских Карпат, которая дается в этой работе, будет более полной для наиболее интересных и важных месторождений.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН

Альпийская Карпатская геосинклиналь была заложена в начале триаса. Фундаментом геосинклинали являлись древние сооружения, относящиеся, возможно, к докембрию, каледонидам и герценидам.

Породы фундамента геосинклинали обнажаются в пределах Мармарошского массива и в ряде мест вскрываются глубоким бурением.

Дотриасовые отложения глубоко метаморфизованы. Их внутреннее строение в основном было сформировано в герцинскую и отчасти в более древние эпохи складчатости.

Развитие Альпийской геосинклинали в триас-юрское время выразилось в накоплении кремнисто-карбонатных осадков в обширной области, испытывающей погружение, так называемой Пеннинской геосинклинали. Одновременно с накоплением осадков происходили вспышки вулканизма, которые привели к формированию в отдельных местах мощных спилито-кератофировых и диабазовых толщ с их пирокластами. Общая мощность пород Пеннинской геосинклинали, очевидно, не превышала первых сотен метров.

Начиная с раннемелового времени, происходит формирование мел-палеогенового флишевого трога. Вначале это был узкий глубокий прогиб внутри Пеннинской геосинклинали. По бокам флишевого трога в раннемеловое время в отдельных местах без перерыва продолжали накапливаться те же, что и в юре, кремнисто-карбонатные осадки.

К аптскому времени мощность флишевой толщи уже превышала 1000 м. На границе неокома и апта проявилась интенсивная фаза складчатости (древнеавстрийская). С этой фазой складчатости связано надвижение древних кристаллических пород из внутренней части Карпатской дуги, из области центральных массивов. Надвиги пологие. В результате во флишевый бассейн были надвинуты чешуи кристаллических пород, которые в настоящее время образуют Раховский кристаллический массив, северную зону утесов и Чивчинские горы.

Вслед за древнеавстрийской фазой складчатости происходит расширение флишевого трога и дальнейшее накопление песчано-глинистых флишевых осадков. Периодически проявлялись вспышки вулканизма, результатом которого является мел-палеогеновая спилито-кератофировая формация. Наряду с этим в низах верхнего мела отмечаются интрузии лерцолитов и диабазов. В массивах лерцолитов наблюдаются полосы листвинизации, сопровождающиеся никелевым оруденением. Других рудопроявлений, синхронных формированию флишевого трога, не отмечается.

На границе палеогена и неогена проявилась основная для флишевых Карпат фаза складчатости. С этого момента происходит поднятие складчатой флишевой области и формирование передового и внутреннего прогибов.

Формирование внутреннего прогиба сопровождается интенсивной вулканической деятельностью вдоль юго-западной его границы. Постмагматические процессы привели к образованию целого ряда золото-полиметаллических, полиметаллических и барито-полиметаллических месторождений, а также больших полей вторичных кварцитов.

Формирование внутреннего прогиба заканчивается в предпаннонское время. После фазы складчатости, проявившейся в низах паннона, на месте стабильного до этого времени венгерского срединного массива образуется обширная межгорная впадина, так называемая Вен-

герская депрессия. Внутренний прогиб делится на две части, из которых западная (Чоп-Мукачевская впадина) причленяется к опускающейся межгорной впадине и в ней продолжают накапливаться песчано-глинистые отложения, а восточная (Солотвинская впадина) причленяется к складчатой области и испытывает с этого времени движения восходящего характера.

По северо-восточному борту межгорной впадины, очевидно, в результате резких дифференциальных движений, по-видимому, возникли глубинные тектонические разломы, которые способствовали проникновению магматических масс к дневной поверхности. Наибольшей интенсивности вулканическая деятельность достигла в позднеплиоценовое время, когда была сформирована Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда. Послемагматические процессы привели к возникновению обширных полей вторичных кварцитов с теллуру-висмутовыми и ртутными рудопоявлениями в пределах вулканической гряды и ртутных месторождений по внешней ее окраине. В четвертичное время район испытывает общее поднятие.

Магматические проявления и связанное с ними оруденение в пределах Украинских Карпат известно только во внутренней части флишевой области и в пределах внутреннего прогиба, поэтому мы рассмотрим лишь те структурно-фациальные зоны, которые являются составными частями металлогенических зон.

Раховский кристаллический массив, северная Утесовая зона и Чивчинские горы являются северной окраиной обширного Мармарошского кристаллического массива, находящегося в пределах Румынской Народной Республики. Окраина кристаллического массива не может рассматриваться как самостоятельная структурно-фациальная зона. В настоящее время уже достаточно материала, указывающего на то, что древние кристаллические породы являются чешуей, надвинутой по пологому надвигу во внутрь флишевой зоны. После древнеавстрийской фазы складчатости в пределах надвинутой части продолжали накапливаться флишевые осадки, как и во всем флишевом трого. В результате менее пластичных свойств кристаллических пород по сравнению с флишем в пределах Раховского массива и Чивчинских гор основная фаза складчатости проявилась не столь интенсивно, как в соседних участках флишевой области.

В пределах Раховского массива и Чивчинских гор зафиксирован целый ряд свинцово-цинковых, метасоматических железорудных и несколько медноколчеданных рудопоявлений. Все они концентрируются в пределах кристаллических пород и интенсивно метаморфизованы — рассланцованы и перекристаллизованы.

В данном случае палеозойской металлогенической зоной является Мармарошский кристаллический массив, а Раховский массив и Чивчинские горы его обрывками в пределах флишевой области.

Ультраосновные породы установлены в настоящее время в пределах Раховского массива и затем на его продолжении в северной утесовой зоне в балансе рек Большой и Малой Уголек. Ультраосновные породы прорывают альб-сеноманские отложения и поэтому не могут быть связаны с древнеавстрийской фазой складчатости.

Структурно-фациальной областью, где располагаются ультраосновные породы, очевидно, следует считать внутреннюю часть флишевой области. Относительно выделения металлогенической зоны здесь встречаются затруднения из-за малочисленности вскрытых выходов ультраосновных пород и диабазов. Вполне возможно, что со временем окажется, что структурно-фациальная зона может рассматриваться и

как металлогеническая, и в то же время металлогеническая зона может ограничиваться полосой внутри структурно-фациальной зоны.

Лучше изученными и представляющими значительно больший практический интерес являются верхнетретичные металлогенические зоны.

Формирование рудных месторождений Закарпатья связано с двумя этапами верхнетретичного магматизма. Первый — тортон-сарматский, тесно связан с развитием Закарпатского внутреннего прогиба и второй верхнеплиоценовый — с межгорной впадиной.

Сарматская металлогеническая зона располагается на стыке двух структурно-фациальных зон — Закарпатского внутреннего прогиба и Венгерского срединного массива. К этому структурному шву приурочены отдельные вулканические районы, в пределах которых концентрируются рудопроявления (см. рис. 34). Зона носит название Телькибанья — Берегово — Бая-Марская. Общая ее протяженность 220 км, ширина до 10—20 км. На территории Украинских Карпат эта зона прослеживается на протяжении около 150 км. Здесь известны на Беганьской горе барито-полиметаллические, на Береговском холмogerье золото-полиметаллическое рудопроявление, а также месторождения алунита и каолина. В юго-восточной части, в районе Вышково, известны полиметаллические рудопроявления. Еще юго-восточнее, на территории Румынской Народной Республики располагается древнейший в Европе горнорудный район Бая-Маре, насчитывающий целый ряд золоторудных, золото-полиметаллических и полиметаллических месторождений.

Верхнеплиоценовые послемагматические рудные проявления разделяются на два генетических типа. Один из них непосредственно связан с вулканической деятельностью и является послевулканическим газогидротермальным, а второй — собственно гидротермальным. К первому типу относятся теллурико-висмутовые и ртутные рудопроявления, залегающие во вторичных кварцитах околожерловых фаций непосредственно в пределах вулканической толщи Выгорлат-Гутинской гряды. Вулканическая гряда располагается на стыке между флишевой областью и причленившейся к ней Солотвинской впадины с северо-востока и с юго-запада Венгерской депрессией. Вулканическую гряду можно рассматривать как структурно-фациальную зону и верхнеплиоценовую металлогеническую подзону.

К собственно гидротермальным относятся ртутные рудопроявления, а также мышьяково-ртутные и сурьмяные рудопроявления, которые располагаются в полосе, окаймляющей Выгорлат-Гутинскую гряду. Эта металлогеническая подзона, которая может быть выделена как Мерник-Вышковская, приурочена к двум структурно-фациальным зонам — на западе к флишевой области (район Дубриничи, Оленово, Драгово и т. д.), а на востоке к Закарпатскому внутреннему прогибу (район Вышково).

Впервые со схемой металлогенического районирования Закарпатья выступил Б. В. Мерлич (1958). На наш взгляд, основным недостатком в схеме является то, что закономерности пространственного размещения рудных месторождений рассматриваются на базе донеогенового плана тектоники района, т. е. на фоне тектонического районирования флишевой области, тогда как оруденение является верхнеплиоценовым, и в неогене район вступил в новый этап тектонического развития — эпоху формирования складчатости сооружения на месте флишевой области и развития внутреннего прогиба и межгорной впадины.

Этот период времени — послепериодический — характеризуется своим специфическим тектоническим развитием.

В сообщении, сделанном на IV съезде Карпато-Балканской Ассоциации, Г. Г. Сасин (1960) предложил новую схему металлогении неогеновых эндогенных месторождений Закарпатья. В этой схеме уже более полно учтено тектоническое развитие района в неогене, а также проявления магматизма — послемагматической деятельности. Однако в этой схеме остались недоработанными вопросы генетических типов месторождений и рудопоявлений, а также вопросы специфики послемагматизма различных по возрасту этапов магматизма. Это выразилось в объединении в единые металлогенические зоны в ряде случаев на основании некоторого линейного расположения совершенно различных генетических типов месторождений, образование которых происходило в различных условиях и под воздействием восходящих растворов различного генезиса.

Вопросы закономерностей пространственного размещения рудных месторождений и рудопоявлений

Геологоструктурное положение древних палеозойских полиметаллических и медноколчеданных рудопоявлений Раховского массива и Чивчинских гор в настоящее время еще не нашло себе объяснения. Изучение этих закономерностей затрудняется в связи с глубоким метаморфизмом руд и неоднократно повторявшимися весьма интенсивными тектоническими процессами. В результате этого руды оказались перекристаллизованными, рассланцованными, а рудные тела разорванными и нередко раздробленными надвигом. Наиболее крупные рудопоявления Кобылецкой Поляны и Раховское тяготеют к осевой части антиклинальной складки, сформировавшейся, очевидно, в результате герцинского орогенеза и в меловое время разорванной надвигом. Приуроченность рудопоявлений может рассматриваться как структура второго порядка, тогда как структуры первого порядка на тех площадях, осложненных тектоническими процессами, установить трудно.

Ультраосновные породы и диабазы с участками никеленосных ливинитов установлены к настоящему времени в виде небольших выходов в виде даек и тел неправильной формы, разорванных тектоническими нарушениями сбросового характера. Возраст интрузий датируется как альб-сеноманский. По всей вероятности, здесь мы имеем дело с незначительными выходами верхних частей более крупных интрузий, внедрившихся во флишевые отложения в период продолжавшегося прогибания и накопления осадков во флишевом трого. Очевидно, выходы ультраосновных пород имеют более широкое распространение во внутренней части флишевой области, но они являются перекрытыми более молодыми осадками. В настоящее время только начаты работы по изучению никелевых рудопоявлений и сейчас еще трудно судить о перспективности этих рудопоявлений.

Более детально, хотя еще недостаточно полно, изучены верхнетретичные месторождения и рудопоявления.

Сарматская металлогеническая зона (Телькибанья — Берегово — Бая-Марская) характеризуется наличием в ее пределах отдельных вулканических районов и районов развития малых интрузий, с которыми совпадают аномалии силы тяжести, свидетельствующие, очевидно, о наличии интрузивов на глубине. К таким районам интенсивной магматической деятельности приурочены рудные поля, отдельные месторождения и рудопоявления.

В Береговском районе достаточно четко проявляется приуроченность рудных месторождений к брахиантиклинальным складкам. В частности, Береговское месторождение находится на южном замыкании субмеридиональной брахиантиклинали. Беганьское барито-полиметаллическое месторождение также располагается в брахиантиклинальной складке.

Оруденение представлено жильным и вкрапленным типами. Жилы или жильные зоны, как правило, располагаются в зонах тектонических брекчий сбросов и взбросов. Вкрапленные руды также контролируются тектоническими разломами и концентрируются обычно висячем боку разломов. Рудоносные разломы имеют северо-западное простирание с падением на северо-восток, реже на юго-запад.

Широко развиты штокверковые зоны с крутопадающими трещинами северо-восточного простирания. Известные штокверковые зоны в отдельных местах несут промышленную концентрацию полезных компонентов, но масштабы таких проявлений незначительные.

Полиметаллические рудопрооявления Вышковского района приурочены в основном к гипабиссальным интрузиям диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров, реже оруденение отмечается в гидротермально измененных аргиллитах, превращенных в кварцево-серицитовые сланцы. Оруденение относится к жильному типу, концентрируется в эксплозивных вулканических брекчиях, а также в брекчиях тектонических разломов и оперяющих трещинах.

В пределах Выгорлат-Гутинской плиоценовой металлогенической подзоны широко развиты вторичные кварциты, с которыми связаны ртутные, теллуру-висмутовые и железорудные рудопрооявления.

Район развития полей вторичных кварцитов находится в пределах вулканической гряды и в ряде случаев тяготеет к крупным вулканам центрального типа. Наиболее крупные поля измененных пород отмечаются в районе Анталовец, Пацканево, Смереков Камень, Толстый, Верх, Ильковцы, Подулки, Сняк. Для последних трех районов отчетливо выражена приуроченность вторичных кварцитов к вулканическим центрам, фиксирующимся в рельефе как древние обрушенные кальдеры — по периклинальному залеганию лав на склонах вулканов, а также по геофизическим наблюдениям.

В окрестностях вулканических центров поля вторичных кварцитов развиваются в участках более интенсивного дробления вулканической толщи. Так, в ур. Подулки находятся три вулканических купола андезито-дацитов и липарито-дацитов, прорывающих лавовую андезитовую и дацитовую толщу. Породы куполов слабо подвержены изменениям, наблюдающимся лишь по отдельным трещинам, тогда как окружающие породы полностью переработаны и превращены в различные минеральные фации вторичных кварцитов. Это явление связано с тем, что в андезитах и дацитах в результате внедрения куполов возникла повышенная трещиноватость, тогда как в самих куполах возникли немногочисленные контракционные трещины. Таким образом, развитие полей вторичных кварцитов происходило в участках повышенной трещиноватости.

Положение рудопрооявлений внутри вторичных комплексов контролируется вертикальной и горизонтальной метасоматической зональностью, т. е. они характеризуются закономерным положением в пространстве по отношению к дневной поверхности и центрам циркуляции растворов. Эти вопросы будут рассмотрены ниже при характеристике генетических типов месторождений и рудопрооявлений.

Таким образом, здесь структурой первого порядка является струк-

турный шов, отделяющий складчатую область от межгорной впадины. Структуры второго порядка — это вулканы центрального типа. Структурой третьего порядка являются участки повышенной трещиноватости, возникшие в результате проявления вулканотектоники. Положение участков рудной минерализации внутри полей вторичных кварцитов определяется метасоматической зональностью, что может рассматриваться как фактор четвертого порядка, контролирующий размещение рудных тел.

По внутренней периферии вулканической гряды известны многочисленные железорудные проявления, связанные с автометаморфизованными андезитовыми агломератами. Рудопроявления представляют собой горизонты, обогащенные железом, залегающие в верхней части толщ агломератов.

Верхнеплиоценовая металлогеническая подзона, располагающаяся по внешней периферии Выгорлат-Гутинской гряды, характеризуется ртутными месторождениями и мышьяково-ртутными и сурьмяными рудопроявлениями.

Ртутные месторождения, как правило, пространственно приурочены к гипабиссальным интрузиям, вулканическим неккам, реже отмечаются за их пределами. Проявляется некоторая закономерная приуроченность интрузий и некков, несущих ртутное оруденение, к крупным, далеко прослеживающимся, поперечным к Выгорлат-Гутинской гряде разломам. Эти разломы должны рассматриваться как структуры второго порядка, принимая за структуру первого порядка структурный шов, перекрытый лавами гряды. В пределах ртутных полей распределение ртутной минерализации контролируется мелкими тектоническими разломами субмеридионального простирания.

Ртутно-мышьяковая и сурьмяная минерализация наблюдается по тектоническим трещинам субмеридионального, реже другого направления. Все эти гидротермальные проявления отмечаются в пределах структурно-фациальной зоны внутренней части флишевой области. Расчленение этой части флишевой области на более дробные тектонические единицы в данном случае вряд ли имеет смысл, так как к моменту проявления гидротермальной деятельности флишевый бассейн в целом представлял собой воздымающуюся складчатую область.

В Вышковском рудном поле концентрируется наибольшее количество ртутных месторождений и рудопроявлений. Вышковский район расположен на пересечении двух структурных швов — тортон-сарматского (Телькибанья — Берегово — Бая-Марского) и плиоценового (Выгорлат-Гутинского). По-видимому, это явление определило в какой-то мере блоковое строение района.

Общая тектоническая активность района и наличие пересекающихся глубинных разломов, очевидно, так же, как и поперечные разломы во флишевой области, способствовали внедрению интрузий, с которыми и связано появление в поверхностной зоне ртутных месторождений и рудопроявлений.

Ртутная минерализация в Вышковском районе концентрируется в зонах тектонических трещин, пересекающих сарматские гипабиссальные интрузии, особенно в приконтактной их части с глинистыми породами, а также в песчаниках и в измененных аргиллитах. Направление рудных трещин преимущественно северо-восточное.

Таким образом, здесь тектонические разломы, в которых концентрируется оруденение, являются структурами третьего порядка, контролирующими расположение рудных тел в пределах рудного поля.

В целом по району в основном выявлены закономерности про-

пространственного размещения рудных месторождений, которые не требуют больших объемов специальных тематических работ. Прежде всего это относится к региональным структурам первого порядка, таким как в нашем случае являются структурные швы. Такие структуры устанавливаются относительно легко. Структуры высших порядков, контролирующие расположение рудных тел, также определяются без особых затруднений после того, как вскрыто рудное тело.

Вместе с тем геологоструктурные факторы, влияющие на появление в том или ином месте рудных полей и в несколько меньшей мере структуры, контролирующие размещение отдельных месторождений в пределах рудных полей или рудных районов, устанавливаются с большим затруднением. В то же время выявление именно этих закономерностей пространственного размещения рудных полей и месторождений является наиболее важным в геологоразведочном деле. Для выявления этих закономерностей необходимы большие объемы специальных тематических исследований.

Детальные работы по изучению закономерностей пространственного размещения рудных полей и в их пределах месторождений в Закарпатье только начаты и поэтому многие вопросы здесь еще не ясны.

Генетические типы месторождений и рудопроявлений

Древние рудопроявления, установленные в палеозойских и, возможно, протерозойских породах, весьма интенсивно метаморфизованы. Полиметаллические рудопроявления расланцованы и нередко превращены в типичные свинчаки или гнезда вкрапленных руд, залегающие согласно в виде линз в кристаллических породах — слюдистых сланцах и кварцитах. Иногда еще улавливаются признаки первоначально секущих жил. Нередко оруденение приурочено к стратифицированным горизонтам. Так, на рудопроявлении Кобылецкой Поляны свинцово-цинковая минерализация приурочена к баритовым залежам, залегающим согласно с вмещающей толщей кристаллических пород. Маломощные рудные линзы, как правило, повторяют тонкую пльчатость, наблюдаемую во вмещающих кристаллических сланцах. Рудопроявления не являются однотипными. Основными рудными минералами являются галенит и сфалерит. В переменном количестве содержатся халькопирит и арсенопирит, встречается висмут. В некоторых полиметаллических рудопроявлениях отмечается присутствие прустита и пираргирита. Такие рудопроявления характеризуются присутствием незначительного количества серебра.

В пределах Раховского массива встречаются линзы кварца, залегающие согласно с вмещающими породами, или с признаками первоначально секущего залегания, что процессами метаморфизма было затушевано. Эти линзы местами содержат гнезда и вкрапленники халькопирита. В отдельных местах встречаются мелкие скопления чешуйчатых масс молибденита. В заметном количестве устанавливается золото.

На Раховском массиве, а также в Чивчинских горах были встречены горизонты светлых пород, сильно обогащенных пиритом. По-видимому, здесь мы имеем дело с интенсивно метаморфизованной вулканической толщей с залежами колчеданных руд.

В Чивчинских горах встречаются залежи, содержащие, кроме пирита, халькопирит. Устанавливается заметное содержание золота.

Этот тип оруденения еще плохо изучен, однако этот тип медноколчеданных руд представляется наиболее перспективным.

В пределах Раховского массива встречаются залежи гематит-магнетитовых руд, которые рассматриваются как глубоко метаморфизован-

ные скарновые руды. Располагаются они на контакте известняков и кристаллических сланцев. До тридцатых годов нашего столетия выходы руд эксплуатировались кустарным методом. Имеется целый ряд так называемых турецких выработок, где с незапамятных времен добывалась железная руда.

На Мармарошском массиве на территории Румынской Народной Республики разрабатываются месторождения колчеданного типа, а также месторождения железорудные.

Никель-кобальтовые рудопроявления вскрыты только в последние годы и еще плохо изучены. Известные рудопроявления приурочены к зонам лиственнитизации в мелких интрузивных телах лерцолитов и диабазов. В лиственнитах наблюдается вкрапленность бравоита, а также мелкие жилки пирита, бравоита иногда с марказитом.

Верхнетретичные рудные месторождения и рудопроявления представляют наибольший интерес из всех рудопроявлений Закарпатья. Представлены они большим комплексом тяжелых металлов и относятся к весьма разнообразным генетическим типам. Как уже отмечалось, здесь достаточно четко намечается связь месторождений и рудопроявлений с двумя этапами верхнетретичного магматизма. Небезынтересно отметить, что, несмотря на некоторые общие черты рудопроявления первого и второго этапов магматизма, имеются весьма существенные различия как в вещественном составе продуктов после магматизма, так и в характере проявлений, что в первую очередь относится к природе восходящих растворов. Это явление подчеркивается тем обстоятельством, что как первый этап магматизма, так и второй проявились в послениверсионный период развития геосинклинали с тем лишь отличием, что первый является синхронным развитию внутреннего прогиба, а второй соответствует следующей стадии жизни геосинклинали — формированию межгорной впадины. Следует обратить внимание на то, что оба этапа магматизма являются близкими по возрасту. Первый проявился в тортон-сарматское время, а второй в плиоценовое. Большой научный интерес представляет изучение комплексов вторичных кварцитов, широко развитых как в связи с первым этапом магматизма, так и со вторым.

Несмотря на значительное внешнее сходство одного и другого комплекса вторичных кварцитов, генезис их различный. С этим связана и промышленная металлоносность этих комплексов вторичных кварцитов.

Рудные месторождения тортон-сарматской металлогенической зоны (Телькибанья — Берегово — Бая-Марская) имеют много общих черт. Здесь известны полиметаллические, золото-полиметаллические месторождения. Особенно характерным для всей зоны является калишпатизация вмещающих оруденение пород. Этот процесс местами приводит к возникновению псевдотрахитов.

Типичными представителями рудных месторождений этой металлогенической зоны нашей территории являются месторождения Береговского района.

Береговское холмогорье представляет собой островные вулканические горы, в настоящее время выступающие в рельефе среди равнины как эрозионные останцы, сложенные окварцованными и алунитизированными породами, менее поддающимися денудации, чем окружающие свежие туфы и осадочные породы.

В строении района принимает участие эффузивно-осадочный комплекс пород. В результате глубокого бурения здесь устанавливается два структурных этажа. На глубине 700 м и ниже устанавливаются

породы фундамента внутреннего прогиба, представленные мезозойской толщей, в которой переслаиваются диабазы и спилиты с прослоями кремнистых известняков и яшм.

Верхний структурный этаж сложен тремя горизонтами липаритовых туфов с максимальной мощностью отдельных горизонтов 100—300 м, переслаивающихся с горизонтами глин и песчаников мощностью от 10 до 200—300 м. Вся эта толща прорвана куполами липаритов. В восточной части Береговского холмогорья скважинами вскрыты андезиты и их туфы, положение которых в общей стратиграфической схеме района пока не ясно. Залегают они ниже среднего или нижнего горизонта липаритовых туфов. Вся толща собрана в пологие брахискладки субмеридионального простирания. Многочисленные тектонические разломы северо-западного и северо-восточного простираний с амплитудами 10—100 м обуславливают блоковое строение холмогорья.

Береговское золото-полиметаллическое месторождение приурочено к южному замыканию субмеридиональной брахиантиклинальной складки. Большое значение для концентрации руд имеют разрывные нарушения сбросово-взбросового характера северо-западного простирания на первых стадиях рудообразования и сбросо-сдвиговые тектонические разрывы на поздних стадиях минерализации.

Первая стадия минерализации проявилась в образовании в липаритовых туфах метасоматических тел кварцево-адуляровых пород с самородным золотом, небольшим количеством халькопирита и еще меньшим — галенита и сфалерита. Кварцево-адуляровые породы располагаются висячем боку некоторых разломов запад-северо-западного простирания. Они имеют форму линз, изометрических залежей, а также неправильную амебообразную форму. Размеры тел исчисляются первыми десятками метров.

Минерализация второй стадии характеризуется двумя типами — жилами и жильными зонами, приуроченными к тектоническим разломам и трещинам, и вкрапленным оруденением в висячем боку разломов.

Отдельные жилы пересекают тела кварцево-адуляровых пород первой стадии минерализации и прослеживаются за их пределами.

Минерализация представлена сульфидами — галенитом, сфалеритом, пиритом с примесью халькопирита и иногда блеклых руд. В жилах отмечается относительно высокая концентрация золота и серебра. Во вкрапленных рудах эти компоненты имеют практически ничтожную концентрацию.

Сульфидная минерализация наблюдается во всех трех горизонтах липаритовых туфов и прослеживается на глубину свыше 800 м. Имеющийся материал позволяет предполагать уменьшение концентрации золота и серебра в сульфидных жилах на глубине.

Кроме сульфидов, отмечаются такие жильные минералы, как кварц (нередко аметист), халцедон, гидрослюда, каолин, кальцит, доломит, барит. На больших глубинах наблюдаются оторочки ромбиков адуляра по зальбандам сульфидных жил. Весьма характерны околорудные изменения, которые выражаются в окварцевании основной массы липаритовых туфов и в замещении плагиоклазов калишпатом.

Золото-сульфидная минерализация в основном обнаруживается на некоторых глубинах. И только на участке древних отработок устанавливаются кварцево-адуляровые тела первой стадии минерализации и окисленные сульфидные жилы в верхнем горизонте туфов, выходящие на поверхность. Кроме того, непосредственно над основной частью месторождения, залегающего в среднем горизонте туфов, на поверхности в верхнем горизонте туфов встречаются участки калишпатизированных

пород в виде реликтов, сохранившихся от более поздней переработки алунитизирующими растворами.

На наш взгляд положение рудных тел по отношению к современной дневной поверхности определяется не только денудационными процессами, протекавшими после того, как были сформированы руды, но и характером каналов, по которым циркулировали восходящие рудоносные растворы. С момента образования руд эрозией вряд ли снята значительная мощность туфогенных и осадочных пород, залегающих выше рудных тел. В первую очередь об этом свидетельствует хорошо сохранившиеся липаритовые вулканические купола, являющиеся самыми молодыми образованиями на Береговском холмогорье. Кроме того, почти повсеместно на холмогорье липаритовые туфы и отчасти липаритовые купола алунитизированы и каолинизированы, а эти процессы, как это будет показано ниже, не распространяются ниже 200—300 м от дневной поверхности. Таким образом, мы имеем дело с близповерхностными образованиями только на участке древних выработок, обнажающимися на дневной поверхности, тогда как основная масса рудных тел концентрируется в среднем горизонте туфов ниже верхней осадочной толщи. Существует предположение, что осадочная толща служила экраном и в связи с этим в верхние туфы рудоносные растворы не поступали. Однако более тщательный анализ материала показывает, что и при наличии экранирующего горизонта в верхних туфах наблюдается оруденение. Известные в настоящее время минерализованные зоны разломов имеют запад-северо-западное или северо-западное простирание, в подавляющем большинстве плоскости этих разломов падают на северо-восток. Для нескольких таких разломов отчетливо устанавливается предверхнетуфовый возраст, т. е. тектонические подвижки предшествовали последним эксплозиям и захватили лишь верхнюю осадочную толщу. Кроме того поверхность верхней осадочной толщи после разрывов была выравнена. Верхние туфы спокойно залегают на размытой поверхности верхней осадочной толщи, осложненной разрывами. Вместе с тем в районе древних выработок наблюдаются тектонические разломы также северо-западного простирания, но с падением уже на юго-запад. Эти разломы рвут верхний горизонт липаритовых туфов. Если в предыдущем случае минерализация ограничивалась только горизонтом средних туфов и частично проникала в верхнюю осадочную толщу, то в районе древних выработок минерализация и сопровождающая ее калишпатизация проникает в верхний горизонт туфов.

Первые две стадии проявились локально, более поздняя — третья стадия минерализации также распространена не широко. С ней связана минерализация галенита, сфалерита, пирита, кварца одиночных трещин северо-восточного простирания.

Весьма интенсивно и широко проявилась четвертая стадия минерализации, которой предшествовали интенсивные процессы трещинообразования, приведшие к возникновению серии разломов-сбросов сдвигового характера и штокверковых зон. Основное направление разломов и трещин северо-восточное с крутым падением на юго-восток. По этим разрывам раздроблены и смещены продукты минерализации предыдущих стадий. В глубинных условиях зоны дробления и штокверковые зоны минерализованы пиритом, сидеритом, кварцем, баритом. Только в небольших локальных участках со сближенными трещинами устанавливаются промышленные содержания свинца и цинка. Золото и серебро встречаются в незначительном количестве. В тех участках, где пересекаются жилы второй и третьей стадии минерализации, цементом рудных брекчий являются продукты минерализации четвертой стадии.

Вмещающие сидеритовые штокверки породы окварцованы и калишпатизированы, местами наблюдаются зоны монтмориллонитизации.

Для четвертой стадии минерализации весьма характерна вертикальная и горизонтальная метасоматическая зональность.

В разведочных горных выработках отчетливо наблюдается смена характера минерализации и метасоматоза вмещающих пород от сидеритовых штокверков с приближением к основным зонам разломов, особенно к их пересечениям. В первую очередь исчезает галенит и сфалерит, большое значение приобретает барит, пирит сменяется марказитом а затем окислами железа. Во вмещающих породах окварцевание и калишпатизация с пиритом сменяются каолинизацией с марказитом. Еще ближе к разлому марказит сменяется гематитом, тонкораспыленным в каолинизированном туфе. Вблизи разлома появляется алунит.

Сульфидные жилы, пересекающиеся северо-восточными разломами, также претерпевают значительные изменения.

В зоне сидеритовых штокверков сульфиды местами подвергаются «разъеданию» и замещению сидеритом. С появлением во вмещающих породах каолина и марказита наблюдается замещение сульфидов англезитом, церусситом. В зоне каолинизации и гематизации встречаются лишь реликты сульфидов, на месте которых образовались сыпучки англезита, ярозита с корочками ковеллина и окислов железа. В непосредственной близости от разлома сульфидные жилы замещены алунитом с примесью барита и окислов железа. В зернах алунита встречаются реликты англезита. В полостях пористой алунитовой массы, заместившей сульфидную жилу, встречаются корочки и присыпки киновари. Киноварь в виде присыпок совместно с каолином отмечается также по стенкам трещин, сместившим сульфидные жилы второй стадии минерализации. Свободно растущие на корочках окислов железа кристаллы барита показывают температуру гомогенизации от 60 до 160°С.

Так выглядит горизонтальная метасоматическая зональность, наблюдающаяся в среднем горизонте липаритовых туфов непосредственно под верхней осадочной толщей. Здесь наблюдается переход от щелочного метасоматоза к сернокислому. Разломы служили каналами, по которым проникал кислород с дневной поверхности с просачивающимися грунтовыми водами или в результате диффузии.

Вертикальная зональность в общем по-своему соответствует горизонтальной. Там, где нет водоупорных горизонтов, наблюдается постепенный переход от зоны щелочного метасоматоза к сернокислому. Эта зона сернокислого метасоматоза представлена в самой своей нижней части на месторождении непосредственно над верхней осадочной толщей горизонтом пестроцветов. Породы этого горизонта состоят из каолина, гидрослюда, кварца и тонкораспыленного гематита. Скопления гематита могут быть полосчатыми с обогащением вдоль отдельных плоскостей наложения. Обычно послойно располагаются мелкие полости с кристаллами барита. Местами встречается алунит.

Над горизонтом пестроцветов находятся в одних случаях протяженные мощные залежи алунита, в других — каолинов. Как среди первых, так и вторых встречаются горизонты кремней.

Среди алунитов были встречены участки, где полости выстланы красными корочками относительно крупнокристаллического алунита. Микроскопические исследования показывают, что окраска алунита вызвана тончайшими полосками киновари, располагающейся по зонам роста в кристаллах алунита. Здесь же встречаются мелкие трещинки с корочками киновари на их стенках. Таким образом киноварь отмечается не только в среднем горизонте туфов в связи с их алунитизацией,

но и в верхних. Такие участки при денудационных процессах дают значительные ореолы рассеяния иногда с относительно высокой концентрацией киновари (свыше 300 знаков на шлик).

Самой верхней минеральной фацией являются монокварциты или кварцево-каолиновые породы. Для всей зоны сернокислого метасоматоза характерно постоянное наличие барита. Кроме того, в алунитах встречаются участки, обогащенные тонкозернистым гематитом.

Общая схема вертикальной метасоматической зональности впервые была установлена В. С. Соболевым, М. Ю. Фишкиным (1953). Согласно нашим исследованиям, она должна быть дополнена в свете представлений о стадийности минералообразования.

Подытоживая характеристику Береговского золото-полиметаллического месторождения как генетического типа необходимо отметить, что золото-сульфидная минерализация, имеющая промышленное значение, локализуется в достаточно узких зонах и участках, тогда как процессы алунитизации и каолинизации (четвертая стадия минерализации) весьма широко развиты и характеризуются региональным инфльтрационным метасоматозом в толщах липаритовых туфов. Следует отметить, что в излившихся породах и вулканических куполах, обладающих меньшей пористостью, метасоматоз носит ярко выраженный околотрещинный характер.

При сопоставлении вторичных кварцитов Выгорлат-Гутинской вулканической гряды с береговскими необходимо подчеркнуть, что береговский комплекс вторичных кварцитов связан с типичным проявлением гидротермальной деятельности и что процессы метасоматоза происходили намного позже последних вулканических извержений. В этот промежуток времени успели проявиться довольно интенсивные процессы складчатости, сформировавшие холмогорье, и процессы денудации. В результате размытия антиклинальной складки на дневную поверхность были выведены породы нижней части стратиграфической колонки (нижний туф, андезиты и их туфы). Алунитизированными оказались липаритовые туфы нижнего горизонта и частично андезиты и их туфы. Алунитизация не распространяется на глубины свыше 150—200 м и в редких случаях прослеживается ниже. Таким образом, к моменту алунитизации породы, подвергшиеся алунитизации, должны были залегать не глубже 200 м от дневной поверхности. Для нас важно установить в данном случае тот факт, что алунитизация не является синхронной активному вулканизму.

Западнее Береговского холмогорья в последнее время геологом Г. Г. Сасным обнаружено барито-сульфидное месторождение в районе горы В. Беганьской. Основные рудоносные зоны разломов имеют элементы залегания, аналогичные разломам на участке древних выработок на Береговском холмогорье и пересекают верхний горизонт липаритовых туфов. Большой интерес представляет изменение состава жил по падению. В приповерхностной зоне — зоне сернокислого метасоматоза среди алунитизированных пород жилы сложены баритом нередко с примесью гематита. По падению с переходом в зону щелочного метасоматоза в барите появляется галенит и сфалерит, и, наконец, в зоне щелочного метасоматоза среди калишпатизированных и окварцованных туфов отмечаются массивные сульфидные жилы с примесью кварца и каолина. Характерно повышенное содержание серебра, которое встречается также и в баритовой части жил.

Полиметаллические рудопроявления известны также и в Вышковском районе. Оруденение жильного типа. Жилы приурочены к эксплозивным вулканическим брекчиям (Мерлич, 1958), тектоническим разло-

мам, трещинам и интрузиям диорит-порфира и гранодиорит-порфира. Реже встречается минерализация в липаритовых туфах и измененных аргиллитах. Околорудные изменения выразились в березитизации. Местами отмечается калишпатизация, но она не столь характерна, как это отмечалось для Береговского района. Это, по-видимому, объясняется различным составом исходных пород. Характерно то, что вдоль минерализованных трещин изменению подвергаются не только изверженные породы, но и аргиллиты. Они превращаются в кварцево-серицитовые сланцы с анкеритом и пиритом, т. е. по составу отвечают березитам (Коржинский, 1955).

В северо-западной части Вышковского района вдоль мощного тектонического разлома в интрузии диорит-порфира отмечаются изменения, совершенно аналогичные метасоматическим изменениям в андезитах Береговского холмогорья, связанных там с четвертой стадией минерализации. Изменения выражаются в замещении пород монтмориллонитом, нонтронитом, гидрослюдами. В отдельных участках наблюдается замещение плагиоклаза калишпатом. Характерны цеолиты.

В верхней зоне — зоне сернокислого метасоматоза наблюдается интенсивное окварцевание, вплоть до возникновения монокварцитов, сопровождающееся березитизацией.

Верхнеплиоценовые рудные месторождения и рудопроявления относятся к различным генетическим типам, которые разобщены пространственно, что позволяет выделить две металлогенические подзоны — Выгорлат-Гутинскую и Мерник-Драгово-Вышковскую.

Рудопроявления Выгорлат-Гутинской металлогенической подзоны генетически связаны с комплексом вторичных кварцитов. Для того, чтобы можно было с достаточной уверенностью отнести известные здесь рудопроявления к определенному генетическому типу, необходимо хотя бы кратко рассмотреть особенности комплекса вторичных кварцитов.

Как уже отмечалось, наиболее крупные поля вторичных кварцитов пространственно приурочены к районам крупных вулканов центрального типа. Измененные породы наиболее широко развиты на участках повышенной трещиноватости. Участки отдельных полей вторичных кварцитов в плане имеют неправильную или овальную форму.

Характер метасоматического процесса изменялся как в пространстве, так и во времени. Здесь имеются весьма разнообразные минеральные фации вторичных кварцитов, происхождение которых обусловлено постепенной сменой характера восходящих растворов, а также горизонтальной и вертикальной метасоматической зональностью. Выделяется четырнадцать основных минеральных фаций, перечисляемых ниже примерно в порядке последовательности их образования: 1) кварцево-турмалиновая, 2) каолин-дюрмюртеритовая, 3) кварцево-топазовая, 4) кварцево-флюоритовая, 5) монокварцитовая, 6) кварцево-каолиновая, 7) кварцево-серицитовая, 8) кварцево-гидрослюдистая, 9) алунитовая, 10) опалолитовая, 11) каолин-ангидритовая, 12) цеолит-карбонатная, 13) монтмориллонитовая, 14) пропилитовая.

Метасоматические процессы, которые привели к образованию перечисленных фаций, относятся к послевулканическим газо-гидротермальным. В условиях дневной поверхности они соответствуют фумарольно-сульфатарной деятельности. Сопоставляя наши минеральные фации и общий характер метасоматических проявлений этого типа с теми метасоматическими явлениями, которые происходят в настоящее время в районах активного вулканизма Камчатки и Курильских островов, мы находим поразительное их сходство. Кроме того, целый ряд признаков, которые мы охарактеризуем ниже, приводит нас к убежде-

нию, что данный комплекс вторичных кварцитов генетически связан и синхронен активному вулканизму; растворы жидкие или газообразные связаны с остыванием вулканических масс, выведенных на поверхность, или же с остыванием колонн вулканических аппаратов и близповерхностных вулканических резервуаров.

Поля метасоматических пород в ряде районов исчисляются площадью в несколько квадратных километров. Участки, занимаемые отдельными минеральными фациями, могут достигать 1 км².

Общей характерной чертой для данного комплекса вторичных кварцитов является их тонкозернистость, а также наличие раскристаллизованных или дегидратированных гелей. Обычны колломорфные текстуры и сферолитовые сростки.

Для всех минеральных фаций характерна горизонтальная и вертикальная метасоматическая зональность. Рассмотрим это положение на примере кварцево-турмалиновых пород. Следует отметить, что изменения носят околотрещинный характер. Однако это хорошо наблюдается только у одиночных трещин, тогда как среди полей со сближенными трещинами связь с отдельными трещинами стусевывается.

Бурение глубоких скважин среди полей кварцево-турмалиновой минеральной фации показывает следующую вертикальную зональность.

На глубине свыше 500 м андезиты в основном свежие и только вдоль отдельных трещин наблюдаются измененные оторочки мощностью 1—2 см. На стенках трещин встречаются пластинки пирротина с кальцитом. В околотрещинных оторочках плагиоклазы замещены калишпатом, подвергающимся в свою очередь замещению серицитом. Темноцветные замещены хлоритом. Основная масса замещена агрегатом кварца, хлорита, серицита, карбоната, пирротина. Изредка отмечаются сферолитовые сростки тонкоигольчатого турмалина. В интервале 500—400 м околотрещинные оторочки становятся более мощными. В верхней части интервала лишь изредка встречаются относительно свежие породы. Породы в основном замещены серицитом и карбонатом, в нижней части с пиротином, а в верхней с пиритом. Еще выше наблюдается замещение пород карбонатом и гидрослюдой. Чаше встречаются сферолиты турмалина и их скопления. На глубине 100—150 м появляется каолин. Из карбонатов отмечается лишь сидерит. Наряду с пиритом по отдельным трещинам наблюдается марказит; значительно больше встречается турмалина. На глубине от 50 до 0 м начинается интенсивное окварцевание. В нижней части марказит сменяется мельниковитом, а затем мельниковит — гематитом и гидроокислами железа. Самая верхняя часть сложена кварцево-турмалиновыми породами с примесью каолина или серицита. По наиболее крупным трещинам в них наблюдаются окислы железа, а в стороны от них — марказит или пирит. Так выглядит в общих чертах вертикальная зональность для кварцево-турмалиновых пород. Следует отметить, что мы взяли в качестве примера опорные скважины, где эрозией с момента прекращения метасоматоза вряд ли снято более 50 м.

Те же закономерности сохраняются для других минеральных фаций, сопровождающихся окварцеванием. В других случаях зона изменений, близких к пропилитизации (хлорит—серицит—кальцит), находится на меньших глубинах. Так, для кварцево-топазовых пород она отмечается уже на глубине 200 м.

Горизонтальная метасоматическая зональность хорошо прослеживается вдоль одиночных трещин, выходящих за пределы полей сплошного изменения. Обычно хорошо фиксируется «след» первичной трещи-

ны, которая остается «незалеченной» или частично «залеченной». Вдоль таких трещин наблюдаются оторочки окварцевания с турмалином, топазом или флюоритом в зависимости от минеральной фации. Мощность таких оторочек зависит от интенсивности протекавшего процесса и мощности трещин. Обычно размер их колеблется от 1—2 см до 1—2 м. Далее идет зона осветленных мягких пород с преобладанием глинистых минералов, которыми могут быть для кварцево-турмалиновых и кварцево-топазовых пород каолин или гидрослюда, марказит или пирит, а для кварцево-флюоритовых — монтмориллонит и пирит. Среди этих пород встречаются амебообразные выделения, соответствующие по составу окварцованной оторочке. Эта зона имеет мощность 1—2 м.

Осветленная зона сменяется зоной развития нонтронита и монтмориллонита. Здесь появляются карбонаты, вместо пирита нередко пирротин. Зона с нонтронитом постепенно сменяется свежими породами.

Последовательная смена одних минеральных фаций другими соответствует постепенному последовательному изменению характера восходящих растворов. На первых этапах метасоматоза привносились фтор, сера, уголекислота, вода. Этому периоду соответствует кварцево-турмалиновая, кварцево-топазовая, каолин-дюрмюртеритовая, кварцево-флюоритовая минеральные фации. Позже фтор потерял свое значение в растворах, главную роль приобрела сера и уголекислота. Этому периоду соответствует образование монокварцитов, кварцево-каолиновой, кварцево-серицитовой, алунитовой, опалолитовой минеральных фаций, на более поздних этапах каолин-ангидритовых пород. В завершающий период метасоматоза растворы привносили в основном уголекислоту. Этому времени соответствует образование зон монтмориллонитизации и кальцит-цеолитовых пород. Только в районах Ильковцы, Подулки и Синяк наблюдается полнота проявления всех минеральных фаций, чаще же проявляются лишь некоторые из них.

Общей характерной чертой для выгорлат-гутинских вторичных кварцитов является приуроченность их к вулканам центрального типа. Синхронность образования с вулканическими извержениями. Отсутствие стадийности минералообразования — постепенное изменение состава восходящих растворов. Отсутствие дифференцированности восходящих растворов. Большое значение в общем метасоматическом процессе имели газопыльные растворы.

Наиболее широко распространены в Выгорлат-Гутинской металлогенической подзоне теллуру-висмутовые и ртутные рудопоявления.

Теллуру-висмутовая минерализация происходила на всем протяжении метасоматического процесса, но наиболее высокие концентрации и заметные масштабы проявлений связаны с кварцево-турмалиновой минеральной фацией.

Теллуру-висмутовая минерализация представлена двумя установленными до сих пор минералами — верлитом и самородным висмутом.

В глубинных условиях в зоне, близкой к пропилитизации, были встречены мелкие арсенопирит-пиритовые жилы с кальцитом, в которых местами наблюдаются гнезда листоватых масс верлита.

Среди полей кварцево-турмалиновых пород верлит устанавливается в виде единичных пластинок на стенках «незалеченных» первичных (по отношению к метасоматозу) трещин. Такая минерализация верлита наиболее распространенная. Однако заметные скопления верлита наблюдаются в несколько других условиях.

По периферии крупных полей кварцево-турмалиновых и кварцево-топазовых пород наблюдаются штокообразные тела тех же пород в окружении каолин-гидрослюдистых пород. В ряде случаев в апикаль-

ной части таких штокообразных тел наблюдается своеобразный ореол жилок, как бы фронтальная часть кварцево-турмалинового или кварцево-топазового замещения. Эти жилки состоят из кремнистого вещества, в котором рассеяны мельчайшие сферолиты турмалина или топаза. Мы их условно называем кремнисто-турмалиновыми или кремнисто-топазовыми в отличие от хорошо раскристаллизованных кварцево-турмалиновых и кварцево-топазовых пород.

Кремнисто-турмалиновые жилы повсеместно несут характерные признаки дегидратации гелей — это трещины усыхания и псевдобрекчиевые текстуры, обусловленные многоугольниками дегидратации. Многоугольники дегидратации особенно характерны для пересечений жил, где наблюдаются раздувы. Обычно мощность кремнистых жил невелика — 1—5 см, раздувы 10—20 см, но встречаются и до 2 м. Ореол кремнистых жилок в апикальной части штокообразных кремнисто-турмалиновых или кварцево-топазовых тел прослеживается на 5—10 м по вертикали и настолько же по горизонтали.

В пустотах дегидратации чаще всего отмечаются свободнорастущие кристаллы кварца и арсенопирита, реже верлита. Верлит встречается и в изолированных полостях дегидратации. За пределами кремнистых жил верлит не отмечается. Здесь имеются все признаки того, что теллур и висмут в процессе метасоматоза были сорбированы гелями, возникшими вдоль трещин под зоной окварцевания с турмалинизацией или развитием топаза. Гели могли возникнуть под воздействием активных растворов на стенки трещин, в результате чего происходило разрушение решетки минералов и разложение вулканического стекла, сопровождающееся выносом щелочных и щелочноземельных компонентов, а отчасти глинозема и железа. На месте оставались аморфные массы кремнезема и небольшое количество других компонентов, которые сорбировали из восходящих растворов фтор, серу, теллур, висмут, мышьяк. Позже происходила дегидратация и частичная раскристаллизация геля. Кристаллизовался кварц или основная масса оставалась аморфной, в ней возникали сферолиты турмалина или топаза. Из отжатых в полости дегидратации истинных растворов происходила кристаллизация идиоморфных кристаллов кварца, пирита и арсенопирита или вместо последнего верлита. Отдельные раздувы жил обогащены верлитом, концентрация теллура может достигать 4%, висмута 6%. Однако масштабы известных рудопроявлений недостаточно велики, чтобы служить объектом промышленной разработки.

Встречаются несколько иного характера, но также небольшие, рудопроявления, располагающиеся во внешней зоне монокварцитов в монтмориллонитизированных породах. Здесь также имеются все признаки происхождения пород стадии геля. Верлит отмечается в криптокристаллических массах монтмориллонита в виде шариков метаколлоидов совместно с метаколлоидами марказита.

На стенках первичных трещин верлит совместно с самородным висмутом в виде единичных пластинок встречается в кварцево-флюоритовых породах, монокварцитах, алунитах, опалолитах.

Среди вторичных кварцитов были отмечены также галенит и сфалерит. Постоянно эти минералы в виде корочек и единичных зерен отмечаются на стенках первичных трещин — центров циркуляции растворов. Реже они встречаются среди кварцево-топазовых и кварцево-турмалиновых пород.

Важное значение в первую очередь для поисковых работ имеет правильное понимание природы ртутных рудопроявлений, концентрирующихся во вторичных кварцитах Выгорлат-Гутинской подзоны.

В процессе шлиховых съемок было установлено, что в районах вторичных кварцитов имеются большие ореолы механического рассеяния киновари, приурочивающиеся к выходам кварцево-каолиновой минеральной фации. Попытки вскрыть коренные источники не всегда завершались успехом. В ряде мест были вскрыты мелкие примазки киновари и гнезда в кварцево-каолиновых породах. Протолочное опробование кварцево-каолиновых пород без видимой ртутной минерализации также показало наличие в них небольших количеств киновари. В ур. Подулки среди кварцево-каолиновых пород были встречены одиночные метасоматические линзы размером в несколько метров длиной и до 1 м мощностью. Линзы носят признаки раскристаллизации геля — трещины дегидратации. Встречаются реликты опала. В полостях дегидратации отмечается большое количество марказита с незначительной примесью кальцита, а также свободно растущие кристаллы метациннабарита, интенсивно замещающегося киноварью, и мельчайшие гнезда верлита. Происхождение метациннабарита и верлита здесь, по-видимому, аналогично верлиту в кремнисто-турмалиновых жилах.

Ртутная минерализация в данном случае генетически связана с монокварцовой и кварцево-каолиновой минеральными фациями комплекса вторичных кварцитов и является крайне рассеяной, лишь в отдельных точках достигает заметных концентраций.

Таким образом, для комплексов вторичных кварцитов Выгорлат-Гутинской гряды рудные жилы не характерны. И в то же время типичными являются околотрещинные метасоматические оторочки с «незалеченными» или «полузалеченными» полостями, в которых изредка встречаются зерна рудных минералов. Учитывая огромные масштабы метасоматической переработки пород и привнесенных фтора, серы, углерода, следует вывод, что наряду с огромным количеством летучих — восходящие растворы содержали ничтожные количества тяжелых металлов, дающих труднолетучие соединения, что неспособствовало их накоплению.

Сравнивая вторичные кварциты Береговского района и Выгорлат-Гутинской гряды, мы видим принадлежность их к двум генетическим типам, несмотря на некоторое сходство в вещественном составе некоторых минеральных фаций. Вторичные кварциты Береговского района связаны с типичным проявлением гидротермальной деятельности, характеризующейся стадийностью минералообразования с характерными минеральными парагенезисами для каждой стадии с предшествовавшими им вспышками трещинообразования. Характерна дифференцированность растворов. Типично жильное выполнение рудными минералами, в состав которых входят компоненты, дающие труднолетучие соединения, что свидетельствует о высокой их концентрации в восходящих растворах. Имеющийся материал говорит о значительно более позднем проявлении гидропротермальной деятельности по отношению к активному вулканизму, а не синхронному ему. Таким образом, исходя из всех этих предпосылок, следует, что гидротермальные растворы являются производными магматических масс, остывающих на больших глубинах, в условиях, когда возможен переход непосредственно от расплава к жидкому гидротермальному раствору (Николаев, 1955). Это необходимо (Бетехтин, 1955) для формирования гидротермальных растворов с высокой концентрацией тяжелых металлов, дающих труднолетучие соединения, концентрация которых в газовых растворах при температурах остывающего магматического очага невозможна.

Иные закономерности устанавливаются в формировании вторичных кварцитов Выгорлат-Гутинской гряды. Отсутствует четко выражен-

ная стадийность минералообразования. Изменение характера растворов — постепенное, без скачков. Растворы не дифференцированные. Жильное выполнение не характерно. Характерны «незалеченные» полости первичных трещин. Процессы метасоматоза протекали одновременно с активным вулканизмом и относятся к послевулканической газо-гидротермальной деятельности. Кристаллизация минералов в открытых полостях из газовых растворов подтверждается для кварцево-турмалиновых и кварцево-топазовых пород непосредственными исследованиями гомогенизации включений, происходящей в газовой фазе при температуре свыше 200° С. (Соболев и др., 1955).

Сопоставление вторичных кварцитов Выгорлат-Гутинской гряды и изменений в лавах, происходящих в настоящее время в районах активного вулканизма Камчатки и Курильских островов, показывает поразительное сходство наших минеральных фаций и измененных лав этих районов.

Как показывает С. И. Набоко (1962), образование формации вторичных кварцитов данного типа «связано с проявлением поверхностного вулканизма особого рода, обусловленного наличием периферических очагов, посылающих к поверхности поток эманаций, магму и палящие тучи». Возможно, проявлением палящих туч являются автометаморфизованные толщи агломератов с железистыми горизонтами.

Согласно исследованиям цитируемого автора, гидротермальные растворы в областях активного вулканизма формируются при активном участии подземных вод, которые нагреваются за счет магмы, поднимающейся к поверхности, и насыщаются летучими компонентами, выделяемыми магмой. Исследования показывают, что эманации отделившиеся от магмы, проходят по крайней мере две стадии газовой фазы. Первую — на глубине до растворения летучих в подземных водах и вторую — вблизи поверхности, в зоне низких давлений, когда происходит вскипание жидких гидротермальных растворов. В условиях быстротечности процессов формирования послемагматических растворов, с одной стороны, и отделения их от магматических масс, остывающих в близповерхностных условиях низких процессов, что приводит к возникновению газовой фазы, с другой, не возникает благоприятных условий для концентрации в послемагматических растворах тяжелых металлов, дающих труднолетучие соединения.

Таким образом, процессы, связанные с активным вулканизмом, как показывает пример Закарпатья, не приводит к концентрированному рудоотложению, как это наблюдается при условиях гидротермальной деятельности.

Может создаться впечатление, что магматический очаг, породивший Выгорлат-Гутинскую гряду, был вообще беден металлами типичных гидротермальных месторождений. Однако этому противоречит то, что с этим же этапом магматизма, т. е. с одним и тем же магматическим очагом связаны более поздние высококонцентрированные собственно гидротермальные месторождения и рудопроявления.

Гидротермальные ртутные рудопроявления территориально располагаются во внешней зоне Выгорлат-Гутинской гряды, образуя Мерник-Драгово-Вышковскую металлогеническую подзону.

Ртутные месторождения повсеместно приурочены к тектоническим разломам, пересекающим хрупкие породы, которыми в большинстве случаев являются изверженные породы. Ртутная минерализация представлена двумя стадиями. Первая стадия наиболее ярко выражена на месторождении Б. Шаян (Вышково). Она представлена метациннабаритом и марказитом, которые заполняют трещины и импрегнируют

вмещающие породы, подвергшиеся каолинизации с примесью галлуазита, аллофана, монтмориллонита. Метациннабарит интенсивно замещается киноварью вплоть до полных псевдоморфоз.

Вторая стадия минерализации проявилась в появлении карбонатных жилков с киноварью, пересекающих продукты первой стадии.

Взаимоотношение этих стадий минерализации не на всех месторождениях четко выражено. Однако повсеместно отмечается марказит и сопутствующий ему метациннабарит, в той или иной мере замещенный киноварью, а также карбонатные жилки с идиоморфными кристаллами киновари. Исследования включений минералообразующей среды в киновари показывают, что ртутные месторождения формировались из жидких растворов с температурой от 60 до 160° С.

В районе с. Драгово и в бассейне Большой и Малой Уголек известны мышьяково-ртутные рудопоявления. Оруденение концентрируется во флишевых песчаниках и в туфах мел-палеогеновой спилито-кератофировой формации. Минерализация концентрируется в трещинах. Обычно стенки трещин выстланы мелкозернистыми корочками метациннабарита, замещающегося киноварью, а центральная часть полостей выполнена крупнокристаллическим реальгаром. Встречаются и разобщенные в пространстве ртутные и реальгаровые рудопоявления иногда с примесью аурипигмента. В районе Соим отмечаются реальгар и аурипигмент, а также антимонит, крупнокристаллические массы которого, собранные в лучистые агрегаты, выполняют полости трещин в песчаниках палеогенового флиша. Все известные до сих пор здесь рудопоявления мелкие, промышленных месторождений нет.

Заключение

В Закарпатье выделяются четыре металлогенические зоны: 1) древняя палеозойская — Раховская с полиметаллическими, медноколчеданными, медномolibденовыми и железорудными рудопоявлениями; 2) меловая — Лужанско-Тереблянская с кобальт-никелевыми рудопоявлениями; 3) тортон-сарматская Телькибанья—Берегово—Бая-Марская с золото-полиметаллическими и алунитовыми месторождениями; 4) верхнеплиоценовая, разделяющаяся на две подзоны — Выгорлат-Гутинскую с рудопоявлениями ртути, теллуру-висмутовыми и свинцово-цинковыми во вторичных кварцитах послевулканического происхождения и Мерник-Драгово-Вышковскую с ртутными месторождениями и рудопоявлениями — мышьяково-ртутными и мышьяково-сурьмяными.

Выделенные металлогенические зоны и подзоны соответствуют не только возрастным взаимоотношениям послемагматических проявлений и геологоструктурным построениям, но и определенным генетическим типам, требующим особых условий для своего формирования.

В Закарпатье широко развиты вторичные кварциты, среди которых установлены два генетических типа. Первый — береговский гидротермальный, с которым связаны золото-полиметаллические месторождения, второй — выгорлат-гутинский послевулканический газогидротермальный, в котором не известны рудные месторождения.

Выявленные закономерности имеют важное общее значение как теоретическое, так и практическое. Выделение генетических типов месторождений и рудопоявлений, а также металлогенических зон и подзон позволяет сузить область поисковых работ на рудные месторождения на территории Закарпатья и обеспечивает их рациональную целенаправленность.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ КРЫМА

В геологоструктурном и металлогеническом отношении Крым подразделяется на три резко различающиеся между собою района: Горный Крым, Керченский полуостров и Равнинный Крым (Бондарчук, 1959; Муратов, 1960).

Металлогенические исследования в Крыму до последнего времени не проводились. Единственными обобщающими работами по минералогии, геохимии и полезным ископаемым Крыма являются работы С. П. Попова (1938) и А. Е. Ферсмана (1944), в которых впервые намечен геолого-исторический подход к анализу особенностей распространения эндогенных и экзогенных минеральных образований на территории этой области.

Проводимые в последние годы более детальные исследования тектоники (Муратов, 1960), магматизма (Лебединский и Макаров, 1962), минералогии и геохимии осадочных толщ и сульфидных рудопроявлений (Милешина и Москалев, 1954; Булкин, 1960; Мельничук и Булкин, 1960; Шапошников, 1961; Логвиненко и Карпова, 1962), минералогии Керченского полуострова (Карасик и др., 1963; Малаховский, 1956; Юрк и др., 1960) еще далеко не закончены.

Прилагаемая металлогеническая схема Крымского полуострова (рис. 35) составлена авторами на основе тектонической схемы В. М. Муратова (1960) с дополнениями по данным геофизических исследований (Сологуб, 1962). Учтены также некоторые другие данные по тектонике Крыма (Архангельский и др., 1930; Лычагин, 1957 и др.). На схему нанесены магматические образования по возрастным группам, а также известные рудопроявления и ореолы рассеяния ртути, свинца, цинка, золота, месторождения железных руд и минеральных солей, главным образом по материалам Института минеральных ресурсов АН УССР и Крымской комплексной геологической экспедиции «Главгеологии» УССР.

ОСНОВНЫЕ ПЕРИОДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В геологической истории Крыма М. В. Муратовым (1960) выделяются четыре периода.

Первый период: докембрий — поздний триас. Об особенностях этого периода можно судить лишь на основании чрезвычайно ограниченных фактических данных. Возраст талько-хлоритовых сланцев района Зуи предположительно докембрийский или древнепалеозойский. У Новоселовки вскрыты отложения, возможно, каменноугольного возраста. Данные бурения указывают на развитие в основании Равнинного Крыма глинистых и филлитовых сланцев и кварцитов, а также эффузивных пород. В конце палеозоя или в начале мезозоя в области

современного Равнинного Крыма закончилось формирование морских осадков, и эта область превратилась в горную страну, поставляющую обломочный материал для образования терригенных мезозойских отложений, входящих в состав осадочных толщ современного Горного Крыма.

Второй период: поздний триас — ранний мел характеризуется геосинклинальной стадией развития Горного Крыма и образованием его осадочных толщ. Этот период подразделяется М. В. Муратовым (1960) на четыре эпохи формирования осадочных толщ — таврической серии, средней юры, верхней юры и нижнего мела. В результате происшедшего в различные эпохи чередования осадконакопления и горообразования и общего поднятия страны в предпозднеальбское время были созданы все элементы внутреннего ядра массива Горного Крыма. В конце раннего или в начале позднего мела в основном было сформировано ядро большой геосинклинали Горного Крыма.

Третий период: средний альб — сармат — подразделяется на три этапа: 1) среднеальбский — позднемеловой и палеоценовый; 2) эоценовый; олигоценый и раннемиоценовый и 3) среднемиоценовый — сарматский (Муратов, 1960). За этот период были сформированы мегаантиклинорий Горного Крыма, Тарханкутский вал и впадины Равнинного Крыма. Образовались также многочисленные разломы. В совокупности эти структурные элементы характеризуют современные черты Крымского полуострова.

Четвертый период: конец миоцена, плиоцен и четвертичный период — характеризуется как период новейшей геологической истории Крыма. С ним связано образование рельефа современной горной страны, речных долин, озер и береговой линии. В этот период продолжалось поднятие мегаантиклинория Горного Крыма и Тарханкутского вала, а южная часть горного сооружения была погружена в Черноморскую депрессию.

ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ КРЫМА

Эндогенная металлогения Крыма выражена исключительно слабо, отличается однообразием и представлена ограниченным числом металлов, характеризующихся низкотемпературными гидротермальными условиями минералообразования. Совершенно нет данных о каких-либо проявлениях собственно магматического оруденения и пегматитов. В отдельных участках магматических пород западнее горы Хыр указывалось на наличие рассеянной вкрапленности турмалина (Гринев, 1925). Находки турмалина в обломках сильно разрушенного диорита в россыпи южного склона Аю-Дага связываются с контактовой зоной магматических пород (Попов, 1938).

Из гидротермальных образований наибольший интерес представляют рудопроявления ртути.

В настоящее время известно пять пунктов с коренными проявлениями киновари и ряд ореолов рассеянной минерализации ртути (Булкин, 1960; Мельничук и Булкин, 1960 и др.). Коренные рудопроявления ртути приурочены к сланцево-песчанистым отложениям таврической серии и средней юры, конгломератам и эффузивно-осадочным породам средней юры и магматическим породам среднеюрского этапа вулканизма. Кроме того, в пределах Перевальненского рудопроявления коренная минерализация киновари обнаружена вдоль крупного разлома, по которому породы таврической серии контактируют с конгломератами позднеюрского возраста.

Характерные особенности наиболее интересных рудопроявлений киновари в Горном Крыму приведены в табл. 10. Содержание ртути в песчаниках с тонкой рассеянной вкрапленностью киновари достигает нескольких сот граммов на тонну, а в отдельных пробах из очень редко встречающихся разнообразных скоплений киновари — до 1—3% (Малосалгирское рудопроявление). В сланцах содержание ртути обычно более низкое. Крупные ореолы рассеянной минерализации ртути обнаруживаются в породах нижнего мела (район Малосалгирского рудопроявления), нижнего и верхнего мела (район Альминского рудопроявления), а также в отложениях до верхнего мела включительно (в различных районах Горного Крыма).

Содержание ртути в осадочных породах Горного Крыма различного возраста (от верхнего триаса до верхнего мела включительно), как правило, является значительно более высоким, чем кларковое. В песчаниках и конгломератах содержание ртути весьма колеблется. Заслуживает внимания часто наблюдаемое заметно повышенное против кларкового содержание ртути в известняках, особенно верхнеюрских (табл. 11). В ряде магматических пород Горного Крыма содержание ртути также довольно высоко. Максимальное содержание ртути установлено в отдельных образцах глубинных и эффузивных пород, относимых к раннеюрскому и раннемеловому этапам вулканизма (табл. 12).

Характерная особенность пространственного размещения гидротермальных сульфидных рудопроявлений в Горном Крыму заключается в изменчивости состава в меридиональном направлении. Именно с севера на юг как в коренных рудопроявлениях, так и в россыпях, уменьшается количество киновари при заметном увеличении роли галенита, сфалерита, а на самом юге и халькопирита. Исходя из этого, можно выделить две зоны сульфидной минерализации — северную, с преобладанием киновари, и южную, характеризующуюся киноварь-галенит-сфалеритовой минерализацией (см. рис. 35). По мере увеличения содержания сфалерита к югу изменяется и его окраска — от медово-желтой до темной и даже черной. Все это может свидетельствовать об увеличении температуры минералообразования в южном направлении. Возможно, что такая зональность сульфидной минерализации определяется глубиной эрозионного среза, наибольшего в пределах южного берега Крыма (Булкин, 1960).

Ртутные рудопроявления в каждой зоне характеризуются большим сходством минерального состава, околорудных изменений и последовательностью минералообразования. Например, Малосалгирское и Альминское рудопроявления, относящиеся к северной зоне, весьма сходны между собой, так же как Приветненское и Перевальненское в южной зоне (см. табл. 10). В общем же ртутные рудопроявления Горного Крыма, судя по их минералогическим особенностям, относятся к генетически близким образованиям, что подтверждается сходством их минералогического состава (нерудные — кварц, анкерит, кальцит, халцедон, диоксит, рудные — киноварь, галенит, сфалерит, халькопирит, пирит), а также определенной последовательностью образования минералов, формой и габитусом их кристаллов. Например, кальцит Альминского и Веселовского рудопроявлений имеет плоскоромбический габитус, галенит — комбинацию куба и октаэдра, кварц — комбинацию призмы и двух ромбоэдров и т. п. Устанавливается также сходство комплекса элементов-примесей и особенностей их распространения на участках рудопроявлений.

К особенностям пространственного размещения ртутных рудопро-

Таблица 10
Геологоструктурные и минерало-геохимические данные о рудопроявлениях акцессорной ртуты в Горном Крыму

Рудопроявление	Связь с региональными структурами	Вмещающие породы	Перекрывающие породы (экранирующие)	Структуры участка	Минеральные ассоциации в порядке последовательности их выделения	Распределение кинновари во вмещающих породах	Содержание ртути, % от среднего во вмещающих породах	Перспективы участка
Малосалгирское	Северо-западное крыло Курцовско-Качинского антиклинального поднятия	Песчаники, конгломераты, аргиллиты, J ₂	Глины, Сг ₁	Оруденение, приуроченное к крыльям антиклинальных складок	1. Кварц, анкерит 2. Киноварь, кальцит, диксит 3. Пирит, марказит	Вкрапленность в зонах нарушений по поперечным и мелким оперяющим трещинам	$\frac{1 \cdot 10^{-4} - \text{более } 1\%}{1 \cdot 10^{-2}}$ $\frac{n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-3}}{n \cdot 10^{-4}}$	Благоприятные
Альминское	Северо-западное крыло Качинского антиклинального поднятия	Порфири-титы, туфогенные породы, J ₂	Глины, Сг ₁	Опрокинутые складки восточного простирания, пересекаемые системой даек и разрывных нарушений	1. Кварц, анкерит 2. Кальцит, хальцедон, пирит 3. Киноварь, кальцит, диксит, битум 4. Горный хрусталь	Вкрапленность в магматических и туфогенных породах, реже тонкие прожилки в порфиритах	$\frac{n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-2}}{1 \cdot 10^{-2}}$ $\frac{n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-3}}{n \cdot 10^{-4}}$	Благоприятные
Перевальное		Конгломераты, J ₂ ; аргиллиты, T ₃ +J ₁	Флишевые отложения, T ₃ +J ₁	Антиклинальные складки, усложненные продольным сбросом	1. Кварц 2. Алузит, киноварь 3. Кварц, сфалерит, галенит, диксит	Вкрапленность в конгломератах в зонах нарушений	$\frac{n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-3}}{n \cdot 10^{-3}}$	Неясные
Приветное	Северо-западное крыло Туакского антиклинального поднятия	Песчаники, аргиллиты, T ₃ +J ₁ , J ₂	—	Система мелких продольных складок с разрывными нарушениями в замковой части	1. Кварц 2. Кварц, алузит, киноварь 3. Кварц, галенит, сфалерит, халькопирит, диксит	Вкрапленность с алузитом в породах среди песчаников и аргиллитов	$\frac{n \cdot 10^{-4}}{4 \cdot 10^{-3}}$	Неблагоприятные
Веселовское	Судакско-Кара-Дагская складчатая зона	Аргиллиты, песчаники, J ₂	—	Система антиклинальных складок II и III порядков в ядре Перчемской антиклинали	1. Кальцит, киноварь, диксит 2. Горный хрусталь	Вкрапленность в кальцитовых жилах	$\frac{n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-3}}{n \cdot 10^{-3}}$	Неясные

Таблица 11

Данные о содержании ртути в осадочных породах Горного Крыма

Возраст	Порода	Число проб	Содержание ртути, г/т			Кларк в земной коре
			Мин.	Макс.	Среднее	
Верхний триас нижняя юра (таврическая серия)	Песчаники	65	<0,1	11*	3,4	0,026—0,04 0,16
	Сланцы	41	<0,1	19	1,8	
Средняя юра	Песчаники, сланцы	7	0,2	14,4	4,0	
Верхняя юра	Известняки	35	0,1	23,4	5,3	0,02—0,07
	Конгломераты	8	0,1	7,6	5,4	
	Сланцы, песчаники	7	0,9	9,6	4,5	
Нижний мел	Известняки	8	0,1	6,4	2,3	
	Песчаники	8	0,1	15	2,5	
	Конгломераты	8	0,1	7,0	2,9	
	Сланцы, глины, мергели	6	0,1	15,0	6,0	
Верхний мел	Песчаники, известняки	4	0,1	5,0	2,0	

*Не учтены единичные пробы с содержанием ртути свыше 50 г/т.

Таблица 12

Содержание ртути в магматических породах Горного Крыма (кларк в земной коре по Саукову, 1946, и Виноградову, 1956, составляет 0,09)

Этапы вулканизма (по В. И. Лебединскому и Н. Н. Макарову)	Комплекс магматических пород	Число проб	Содержание ртути, г/т		
			Мин.	Макс.	Среднее
Позднетриасовый	Диабазы, селениты, кератофиры	12	0,1	24	3,0
Раннеюрский	Пироксениты, туфы, кератофиры	3	0,1	10	3,4
Среднеюрский	Габбродиабазы, порфиры, спилиты, кератофиры	33	0,1	10	1,3
Раннемеловой	Туфы, пирокласты	4	0,1	24	10

явлений и ореолов рассеяния ртути относится их линейное расположение вдоль северо-западных крыльев крупных антиклинальных структур (Мельничук, Булкин, 1960). Наличие подобного линейного расположения, очевидно, связано с глубинными зонами нарушений того же направления вдоль антиклинальных структур. Например, в полосе расположения Альминского и Малосалгирского рудопоявлений наличие глубинного разлома предполагается по данным геофизических работ и проявляется в наблюдающейся здесь магматической деятельности в течение длительного времени — от верхнего триаса до средней юры. Этот разлом находится на границе складчатой и равнинной части Крыма, в зоне сопряжения различных структур. Связь ртутного ору-

денения с подобными структурами, как известно, характерна для ряда ртутных районов и впервые была охарактеризована Н. М. Синицыным (1948) для ртутных месторождений Средней Азии. Очевидно, контролирующими для распределения ртутной минерализации в Горном Крыму служат крупные продольные нарушения. Это подтверждается отмеченной выше региональной зональностью сульфидной минерализации, согласной с общим простиранием мегантиклинория Горного Крыма.

Рудоподводящие структуры изучены недостаточно. К ним относятся, например, надвиги к северу от Приветненского рудопрооявления, одни из которых являются частью крупных продольных рудоконтролирующих структур, другие же, очевидно, их опережающими структурами. Чаще наблюдается локальная связь оруденения со структурами, поперечными и диагональными к общему протяжению Крымских гор (Мельничук, Булкин, 1960). С последними связаны рудопрооявления Малосалгирского, Приветненского и Перевальненского участков и ореолы рассеяния киновари в районе сел Щебетовки, Краснопещерки и других. Поперечное же направление имеют вмещающие оруденелые дайки Альминского участка. Рудовмещающие структуры представлены крупными трещинами и зонами нарушения (Малосалгирское и Перевальненское рудопрооявления), трещинами, выполненными жилами кальцита (Веселовское), зонами контактов даек порфиритов и вмещающих их триасо-юрских (таврических) пород, а также зонами мелкой трещиноватости, выполненной жильными минералами (Приветненское рудопрооявление).

Связь ртутной минерализации со складчатостью более мелкого порядка, чем описанные крупные структурные элементы, проявлена менее четко. Некоторые ореолы ртутной минерализации приурочены к осевым частям антиклинальных складок, что вообще обычно для ртутных месторождений (Смирнов, 1947; Поярков, 1955 и др.). К таким рудопрооявлениям относятся Веселовское, находящееся в мелких антиклинальных складках ядра Перчемской антиклинали, а также Приветненское, где максимальное оруденение связано с замковыми частями мелких антиклинальных складок, и Перевальненское, в районе которого один из повышенных ореолов рассеяния ртути находится в ядре антиклинальной складки. К осевой части антиклинали приурочено и Щебетовское рудопрооявление.

Наиболее интенсивное оруденение правого склона р. Малого Салгира образовалось под толщей нижнемеловых глин. Эти породы служили экраном и на западе Альминского участка, где установлены ореолы рассеяния киновари.

Из приведенных данных видно, что специфическим для Горного Крыма является распространение рассеянной минерализации на больших площадях и на обоих структурных этажах при отсутствии установленных промышленных месторождений.

Важнейшим для оценки ртутоносности Горного Крыма является выяснение вопроса о возможности находок в благоприятной тектонической обстановке значительных по мощности пористых пород, переслаивающихся с малопроницаемыми породами. Выявленные в настоящее время максимальные содержания ртути, как указывалось, связаны с песчаниками, магматическими породами и в меньшей степени со сланцами. Благоприятными для ртутного оруденения можно также считать известняки.

Ртутная минерализация в Горном Крыму, как и на Северном Кавказе (Твалчрелидзе, 1960) и Закарпатье (Мерлич, 1958), по всей вероятности, связана с альпийской складчатостью.

Вероятно, близко одновозрастным со ртутным является давно известное в Горном Крыму Эски-Ордынское рудопроявление свинца и цинка (Лучицкий, 1923). Маломощный рудный прожилок (до 10 см) приурочен здесь к диабазовому порфиру. Выполнен он главным образом галенитом и кальцитом с небольшим количеством сфалерита и халькопирита. Обнаружен также гринокит. В этих же магматических породах встречаются пиритовые, пирит-кварц-кальцитовые и пологорскит-кальцитовые прожилки. В зоне контактов микродиабазов с таврическими сланцами на левом берегу р. Салгира обнаружена брекчия, обломки которой сцементированы кальцитом с мелкой и редкой вкрапленностью галенита. Единичные кристаллы и мелкие скопления галенита наблюдаются и в небольших гнездах кальцита или прожилках пирита в контактовых частях некоторых массивов (Аю-Даг, Карагач).

Из концентраций других металлических элементов в Горном Крыму известны золото и самородный висмут, встречающиеся в ассоциации с киноварью, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, самородным свинцом и медью, баритом в тяжелой фракции аллювиальных отложений (рр. Салгир, Суук-Су, Кучук-Карасу и др.). Золото в россыпях было обнаружено в прошлом веке и являлось объектом поисков в 1939—1952 гг. Установлено, что золото и висмут в аллювиальных отложениях р. Малого Салгира концентрировалось в результате размыва верхнеюрских красных конгломератов, в которых обнаружено значительное содержание этих элементов.

Имеющиеся данные не позволяют пока связывать ртутное оруденение и гидротермальные проявления других металлов с определенными магматическими породами. Пространственная связь некоторых рудопроявлений с магматическими телами и повышенное содержание в них ртути, особенно на Альминском участке, объясняется, по-видимому, структурными факторами. Эти тела представляли не только благоприятную в литологическом отношении среду для локализации рассеянной вкрапленности киновари, но и служили путями миграции растворов. Возможно, конечно, что пространственное совмещение ртутной минерализации и выходов магматических пород определяется общностью контроля тех и других разломами глубокого заложения и длительного действия.

Для оценки перспектив ртутоносности в Горном Крыму важное значение имеют данные о вертикальном диапазоне ее проявления. В пределах Малосалгирского рудопроявления заметная вкрапленность киновари обнаружена на глубине до 100 м. В целом же по району вертикальный размах оруденения более значителен и, по данным В. А. Мельничука и Г. А. Булкина (1960), достигает не менее 1000 м. Предполагается, что в пределах южных склонов Крымских гор вскрыты более глубокие части ртутных рудопроявлений, чем на северных склонах.

ЭКЗОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ КРЫМА

Экзогенные процессы накопления полезных ископаемых в Крыму по сравнению с эндогенными характеризуются огромной интенсивностью. Это относится прежде всего к Керченскому полуострову с его крупнейшими осадочными комплексными железорудными месторождениями.

Месторождения	Fe	Mn	P	S	As	Si
Керченское	34,00	1,55	1,0	0,138	0,099	
Эртиген-Ортельское	39,20	2,39	1,20	0,16	0,223	7,57
Камыш-Бурунское	34,29	1,93	1,00	0,156	0,106	8,72
Кыз-Аульское	30,38	1,84	0,99	0,15	0,079	
Кларки литосферы по А. П. Виноградову, вес. %	5,10	0,09	0,08	0,05	$5,10^{-4}$	27,6

По нескольким анализам, % Ga: $2-15 \times 10^{-4}$ PbO₂: $0-10^{-3}$ Ge: $15-25 \times 10^{-4}$

Особенности металлогении Керченского железорудного бассейна

В результате многолетних исследований по геологии, минералогии и геохимии железорудных месторождений Керченского бассейна опубликован ряд работ, вносящих много нового в понимание условий их образования. Среди них следует назвать работы В. Ф. Малаховского (1956, 1958, 1959), О. Л. Станкевича (1957), А. У. Литвиненко (1956, 1957, 1958), Ю. Ю. Юрка и др. (1960).

Месторождения Керченского железорудного бассейна в генетическом отношении являются седиментационными лагунно-морскими хемогенными. Они образовались в позднеплиоценовую эпоху (киммерийский век).

К наиболее крупным и детально разведанным относятся Камыш-Бурунское, Эльтиген-Ортельское, Кыз-Аульское, Катерлезское, месторождение Северной мульды. Помимо перечисленных, на полуострове находятся еще три небольших и менее разведанных месторождения: Казенское, Баксинское и Осовинское и одно значительное по размерам — Акмонайское.

Структура керченских руд в основной своей массе оолитовая, общий минералогический состав гидрогетито-олигонито-лептохлоритовый.

Средняя и вместе с тем наиболее распространенная мощность рудных пластов разведанных месторождений составляет 9—12 м.

Общая геохимическая картина киммерийского бассейна в пределах Керченского полуострова характеризуется кларками рудных отложений, вычисленных нами в большинстве случаев по сотням химических анализов для четырех разведанных месторождений и наиболее полно по Камыш-Бурунскому и Эльтиген-Ортельскому месторождениям (табл. 13).

Генезис керченских руд многими трактуется по-разному. Взгляды исследователей сходятся лишь в том, что рудные концентрации железа и повышенное содержание других элементов образовались в результате благоприятного сочетания экзогенных факторов, способствовавших рудному седиментогенезу в киммерийское время. К числу этих факторов в первую очередь относится жаркий и влажный климат киммерийского века, обусловивший интенсивный вынос из коры выветривания в виде истинных и коллоидных растворов элементов семейства железа.

Что же касается источников сноса железа и других элементов, то здесь существуют различные взгляды. Одни авторы полагают, что источником являлся бассейн р. палео-Кубани (Северный Кавказ), дру-

Таблица 13

Al	V	Ca	Mg	Ti	Ni	Co	Cr	Сорг
	0,06	1,16	0,64					0,21
1,23	0,065	1,14	0,60	0,209	0,033	0,0028	Следы	0,154
2,68	0,057	1,45	0,67	0,13	0,044	0,015	Следы	0,27
	0,06	0,82	0,63					0,26
8,8	0,015	3,60	2,10	0,60	0,008	0,003	0,02	0,001

Cs₂: 0—10⁻³

гие считают, что территорией сноса являлся Приазовский кристаллический массив, а некоторые находят, что таким источником был весь бассейн водосброса киммерийского озера-моря.

Наиболее близкой к истине можно принять гипотезу о том, что основным источником сноса являлись эффузивы территории Понтиды и Малого Кавказа, а равно и обломочный материал делювиально-аллювиального характера, выполнявший депрессию между Понтидой и Большим Кавказом. Эта обширная депрессия в плиоцене представляла собою низменность, изобилующую многими озерами и протоками с общим стоком вод в направлении киммерийского озера-моря (Керченско-Таманский регион).

Кислые, насыщенные солями и коллоидными соединениями тяжелых металлов воды юга встречались и смешивались в области Керченско-Таманского архипелага со щелочными водами, поступающими с севера. Это приводило к массовой коагуляции соединений железа и его спутников. Наиболее благоприятные условия для высоких концентраций металла были в бассейнах седиментации — мульдах—вследствие того, что терригенные компоненты в эти бассейны поступали в незначительном количестве.

Распределение хемогенных компонентов внутри каждого из бассейнов седиментации (мульдах) определялось физико-химическими условиями донных отложений. Эти условия регулировались главным образом кислородным потенциалом, зависящим в свою очередь от количества органического углерода, поступающего в осадок. Это и послужило, например, причиной того, что максимальные концентрации марганца характерны для периферийных (более мелководных) участков мульд, максимальные же концентрации серы типичны для максимальных глубин, а наиболее высокие концентрации железа, фосфора и мышьяка приурочены, как правило, к средним глубинам месторождений (мульд).

Особенности геохимии грязевого вулканизма на Керченском полуострове

Грязевые вулканы в Керченском районе имеются как на суше, так и на дне Азовского моря и Керченского пролива. Общее число известных здесь в настоящее время грязевых вулканов превышает 30.

Имеющиеся фактические материалы позволяют считать, что деятельность грязевых вулканов в районе началась не позднее позднемайкопского времени и продолжается, то затухая, то усиливаясь, вплоть до наших дней. Данные бурения показывают, что активизация грязевого

вулканизма имела место в чокракско-караганское, раннесарматское и в понт-киммерийское время.

Судя по данным минералого-петрографического и микрофаунистического изучения твердых выбросов грязевых вулканов, можно считать, что корни их уходят значительно глубже подошвы третичных пород (Шарданов, 1962).

В состав тонкодисперсной массы сопочных брекчий входят гидрослюда, монтмориллонит, каолинит; встречаются пирит, гранаты, рутил, турмалин, дистен, ставролит, силлиманит и другие. К числу новообразований относятся довольно крупные кристаллы гипса и ангидрита.

По имеющимся данным (Белоусов и Яроцкий, 1936; Попов, 1938; Карасик и другие, 1963), с продуктами грязевого вулканизма и отчасти с вмещающими их толщами третичных и четвертичных отложений связаны повышенные концентрации следующих элементов: хлора, иода, натрия, калия, ртути, мышьяка, серы; установлены также стронций, рубидий.

Особый интерес представляет содержание ртути в сопочных брекчиях в различных участках Керченского полуострова, в которых оно достигает до 1—10 г/т. Содержание ртути в количестве до 0,1—1 г/т, т. е. в десятки раз выше кларкового, установлено также в третичных отложениях и почвах на значительной площади развития явлений грязевого вулканизма.

Характерно, что обнаруженная в сопочных брекчиях и вмещающих породах киноварь* на участках Бондаренковском, Горностаевском, Джау-Тепе и Ак-Тубе ассоциируется с такими обычными для гидротермальных ее месторождений минералами, как кварц, флюорит, кальцит, пирит; иногда киноварь находится в сростании с кварцем. Размеры зерен киновари обычно в пределах 0,1—1 мм; степень окатанности этих зерен очень слабая.

Имеющиеся геохимические данные позволяют считать, что весь комплекс перечисленных компонентов генетически связан с глубинными процессами грязевого вулканизма. На вероятность эндогенного происхождения последнего указывает отчетливая приуроченность к продуктам грязевого вулканизма таких элементов, как ртуть и мышьяк.

Можно, конечно, допустить, что эти элементы выносятся в процессе грязевого вулканизма и минерализованными водами в результате растворения обогащенных ими горных пород. Вывод о том, что эти воды относятся к смешанному вадозно-ювенильному типу, можно сделать на основании полученных результатов изотопного анализа кислорода и водорода как в них, так и в выпадающем из них улексите (Карасик и Тиховская, 1962).

О ПЕРСПЕКТИВАХ И НАПРАВЛЕНИЯХ ДАЛЬНЕЙШИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В КРЫМУ

Изложенные особенности распространения в Крыму ртутной и мышьяковисто-ванадиево-железистой минерализации указывают на сильное разобщение во времени и пространстве эндогенных и экзогенных процессов минералообразования.

Весьма слабое проявление в Крыму магматогенных процессов минералообразования находит свое отражение в специфических особен-

* Определение и описание киновари в этих образованиях произведено В. И. Морозовым.

ностях геохимии Крыма — резком преобладании литофильных элементов. Размещение в восточной части Керченского полуострова промышленных концентраций ряда элементов семейства железа, образование которых связано с хемогенными и терригенными источниками сноса, находящимися вне Горного Крыма, подчеркивает резкое различие в металлогении этих двух районов. Однако следует иметь в виду, что одним из общих и характерных для них элементов является ртуть. Как уже отмечалось, ряд геохимических признаков указывает на возможную связь грязевого вулканизма и комплекса связанных с ним элементов не только с нефтяными месторождениями, как это обычно принято считать, но, возможно, и с глубинными эндогенными процессами. На это указывает и пространственная связь многих грязевых вулканов с разломами глубокого заложения (Карасик и др., 1963).

Имеющиеся данные позволяют считать в общем благоприятными условия нахождения ртутных месторождений в Горном Крыму. Такой вывод вытекает прежде всего из установленного в последние годы широкого распространения рудопроявлений и ореолов рассеяния ртути на значительных площадях и в различных стратиграфических горизонтах. При этом киноварь и значительно повышенное против кларкового содержание ртути установлено в различных породах разного возраста — песчаниках, магматических и туфогенных породах, известняках, конгломератах. Богатое ртутное оруденение в малоблагоприятной среде в сланцах установлено на Малосалгирском участке. Одним из благоприятных факторов оценки ртутоносности в Горном Крыму следует считать и то, что в пределах одних и тех же рудопроявлений установлено характерное для более богатых крупных рудных полей сочетание трех основных минеральных ассоциаций рудных и нерудных минералов, при существенно монометальном характере рудопроявлений (Смирнов и Рыженко, 1958; Карасик, 1963).

Намечающаяся связь рудопроявлений с установленным сочетанием складчатых и разрывных нарушений, особенно на границе структур Горного и Равнинного Крыма, также указывает на благоприятные условия локализации ртути. При оценке районов известных рудопроявлений следует особо иметь в виду специфическую особенность низкотемпературного оруденения — его многоярусность (Федорчук, 1959) и необходимость в каждом отдельном случае учитывать возможность приуроченности более богатых руд к благоприятным в литологическом и структурном отношении стратиграфическим горизонтам на различных глубинах.

К числу неблагоприятных условий ртутоносности в Горном Крыму следует отнести малую мощность отдельных пластов песчаников в флишевых отложениях таврической формации и более молодых отложений. Однако на ряде участков рудопроявлений, кроме песчаников, известны мощные участки эффузивов, конгломераты и известняки, а так же интрузивные тела, с которыми может быть связано ртутное оруденение. В этом отношении наибольший интерес представляет Альминско-Салгирская зона в пределах северо-западного крыла Курцовско-Качинского поднятия, с ее Альминским и Малосалгирским рудопроявлениями ртути. В этой зоне широко распространены гидротермальные изменения вмещающих пород — каолинизация, карбонатизация, окварцевание и баритизация.

Дальнейшее изучение Керченского железорудного бассейна в пределах Крыма с целью увеличения его промышленных запасов должно, по нашему мнению, осуществляться по линии разведочных работ на тех месторождениях полуострова, по которым еще не установлены за-

пасы категории C_2 (Акмонайская мульда и детально не разведанные участки Северной мульды).

Одной из важнейших задач по изучению металлогении Крыма является познание структур и геохимии глубинных зон, включая складчатые зоны палеозойского фундамента. Особенно это относится к Горному Крыму, где известны пока исключительно низкотемпературные гидротермальные проявления. Следует ожидать, что с глубиной могут быть обнаружены как промышленные залежи ртутных руд, так и более высокотемпературные месторождения цветных металлов. На это указывают уже выявленные и отмеченные выше признаки вертикальной зональности в пределах Горного Крыма. В равной мере актуальными являются изучение и глубинных участков грязевых вулканов, где возможны более высокие концентрации ртути и других элементов. Следует иметь в виду, что имеющиеся данные по минералогии и геохимии грязевого вулканизма, относящиеся к самым верхним его горизонтам, совершенно недостаточны для перспективной оценки района в отношении распространения связанных с вулканами полезных ископаемых.

До последнего времени данные о распространении микрокомпонентов в сопочных брекчиях имеются только по приповерхностным участкам некоторых грязевых вулканов, не превышающим глубин 20—30 м и представляющим ничтожную часть продуктов грязевого вулканизма. Корни этих вулканов, как указывалось, располагаются на больших глубинах. Имеются основания предполагать, что на некоторой глубине, где в меньшей мере проявляются процессы растворения и рассеяния отдельных микрокомпонентов, содержание их может быть значительно более высоким, чем в приповерхностных участках. Тем более это вероятно, если учесть наличие плотных малопроницаемых глинистых пород в различных горизонтах осадочного комплекса, под которым возможны обогащенные зоны.

Ближайшей задачей металлогенических исследований является составление региональных геологоструктурных и геохимических профилей через весь Крымский полуостров вкрест его структур. Это позволило бы выявить характерные черты сопряжения структур и металлогении Горного и Равнинного Крыма и Керченского полуострова. При составлении опорных профилей, кроме использования имеющихся геофизических и геохимических данных, необходимо провести специальные геофизико-геохимические глубинные исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая книга впервые в систематизированном виде освещает металлогению сложного и разнородного участка земной коры, занятого территорией Украины.

Как первая сводка подобного рода она не лишена недостатков, которые, возможно, будут обнаружены в ней читателем.

Единой идеей, объединяющей материал книги, является основная металлогеническая концепция, заключающаяся в том, что эндогенная минерализация подвижных зон на территории Украины определялась всеми ведущими взаимосвязанными геологическими процессами: осадкообразованием, магматизмом, тектоническими движениями и метаморфизмом. Образование рудных месторождений строго связано с формированием рудных определенных структурных зон. Сохраняя всюду эти принципы, мы стремились раскрыть историю формирования основных тектонических регионов Украины и на основе их проводить металлогеническое районирование. Особенно сложной эта задача оказалась для докембрия, тем более, что пока нет прецедентов металлогенического анализа древнейших подвижных зон, обнаруживаемых в фундаментах кристаллических щитов и платформ.

Одним из главных направлений геологической науки в последние годы явилось развитие металлогенических представлений, оформившихся в новую, пожалуй, самую молодую отрасль геологических знаний — металлогению. Металлогенические исследования признаны центральной задачей научно-исследовательских геологических институтов и геологоразведочных организаций. Это закономерно, поскольку такие исследования позволяют непосредственно решать конкретные задачи поисков и разведки новых рудных площадей и месторождений.

Исходя из этого, в заключение мы отметим некоторые важнейшие направления и задачи предстоящих металлогенических исследований на территории Украины.

Полагая, что в познании металлогении докембрия сделан существенный шаг вперед, мы все же думаем, что она заслуживает дальнейших и первоочередных углубленных исследований.

Особенно важным представляется развитие структурно-исторического анализа докембрийских щитов, поскольку такой анализ кладется в основу металлогенических и прогнозных карт. Особое внимание должно быть уделено изучению литологии параметаморфических толщ докембрия, так как они составляют основную «ткань» современных щитов. Надо признать, что изучение литологии метаморфизованных осадочных и вулканогенных формаций докембрия сильно отстало. Вместе с тем, начальные концентрации металлов в докембрии возникали еще в стадии первичного осадкообразования, законы которого для до-

кембрия несравненно менее изучены, чем для послерифейских подвижных зон.

В докембрийских щитах и платформах выдающаяся роль в эндогенной минерализации принадлежит метаморфизму и ультраметаморфизму. Известно, что в молодых подвижных зонах изменение вещественного состава эндогенной минерализации идет в строгом соответствии с изменением вещественного состава магматических пород. В докембрийских подвижных зонах эти изменения в конечном итоге контролируются процессами метаморфизма и гранитизации, остающимися, пожалуй, наименее познаваемыми, поскольку они «вуалируют и нивелируют» исходные породы. Вместе с тем они являются основным фактором в мобилизации, транспортировке и концентрации рудных компонентов. Отсюда вытекает задача дальнейшего изучения этих процессов, их роли в эндогенной металлогении и условий их развития в различных средах.

Следует признать, что металлогения молодых, в частности альпийских, подвижных зон на территории Украины все еще недостаточно изучена. В этом отношении сделаны только первые шаги. Сравнительно хорошо геологически изученные Карпаты и Крым до сих пор не имеют даже обзорных металлогенических карт, если не считать первых схем, помещенных в настоящей работе.

Вовсе не освещена металлогения Причерноморской впадины.

Особого внимания заслуживает металлогения россыпных и других экзогенных месторождений, концентрирующихся в коре выветривания и осадочном чехле Украинского щита и в кайнозойских образованиях на склонах щита. Значение этих рудных районов настолько велико, что заслуживает специальных монографических исследований. Поэтому в настоящей работе металлогения экзогенных месторождений только затронута и ждет еще специальных исследований.

Нам представляется, что дальнейшие металлогенические исследования должны концентрироваться в основном по двум направлениям.

I. Разработка принципов и методов металлогенического анализа различных регионов Украины. Имеется в виду глубокое изучение: 1) рудоносности пород различного возраста, отвечающих различным стадиям развития подвижных зон; 2) наложенных процессов метаморфизма и гранитизации, приведших к преобразованию пород и создавших метаморфические месторождения; 3) магматизма и связанного с ним рудообразования, возникающих на различных этапах геологического развития; 4) разломных структур и связи с ними образования и размещения рудных месторождений; 5) процессов гипергенеза и связи с ними рудных месторождений.

Принципы металлогенического анализа должны разрабатываться с учетом конкретных геолого-исторических особенностей Украинского щита, Доно-Днепровской провинции, Карпат, Крыма и других районов Украины. В итоге должно быть создано научно обоснованное руководство по составлению районных металлогенических и прогнозных карт.

II. Составление металлогенических и прогнозных карт. Проведение этих исследований позволит осуществить детальное районирование территории регионов с выделением различных по величине районов и установить для них очередность выполнения геологосъемочных и поисковых работ:

а) составление районных крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт и в комплексе геологосъемочных работ, выполняемых на территории Украины;

б) составление комплексных среднемасштабных металлогенических

карт регионов Украины: Украинского кристаллического щита, Донбасса, Крыма, Карпат и др.

Все работы по металлогении и прогнозу полезных ископаемых на Украине должны идти в направлении выяснения закономерностей геологической истории развития, пространственной и генетической связи концентраций металлов с геологическими формациями, магматизмом, метаморфизмом, корами выветривания и осадконакоплением. Составленные с полным знанием дела районные металлогенические и прогнозные карты (комплексные и пометальные) дадут возможность с наименьшими затратами средств вести эффективные поисковые работы.

Если на этом пути настоящая книга сыграет некоторую роль, то авторы будут считать свою задачу выполненной, а вложенный труд — оправданным.

ЛИТЕРАТУРА

Айзенберг Д. Е., Конопліна О. Р., Лагутін П. К., Стратиграфічне розчленування девонських відкладів південної окраїни Донецького басейну, Геол. журн. АН УРСР, т. XXII, вип. 4, 1962.

Архангельский А. Д., Блохин А. А., Меннер В. В., Осипов С. С., Соколов М. И., Чипиков К. Р., Краткий очерк геологического строения нефтяных месторождений Керченского полуострова, Тр. ГГРУ, вып. 13, 1930.

Белевцев Я. Н., Типы рудных полей криворожских железорудных месторождений и соображения о генезисе железных руд, Изд-во АН СССР, серия геол., № 2, 1951б.

Белевцев Я. Н., О направлении учения о рудообразовании, Тр. I Всесоюз. петрог. совещ., 1955.

Белевцев Я. Н. и др., Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна, Госгеолтехиздат, 1957.

Белевцев Я. Н. и др., Генезис железных руд Криворожского бассейна, Изд-во АН УССР, 1959а.

Белевцев Я. М., Роль метаморфічних процесів в рудоутворенні, Геол. журн. АН УРСР, т. XIX, вип. 4, 1959б.

Белевцев Я. Н., Бура Г. Г., Епатко Ю. М. и др., Генезис железных руд Криворожского железорудного бассейна, Госгеолтехиздат, 1960а.

Белевцев Я. Н., Стрыгин А. И., Гранитизация пород железорудной формации и рудообразование, Тр. XXI МГК, пробл. 14, Изд-во АН УССР, 1960б.

Белевцев Я. Н., Каляев Г. И., Загоруйко Л. Б. и др., Криворожско-Кременчугская металлогеническая зона, «Геология рудных месторождений», № 6, 1960в.

Белевцев Я. Н., Каляев Г. И., Молявко Г. И., Скуридин С. А. и др., Металлогения железорудной провинции Украины, Сб. «Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон», ч. I, Изд-во АН УССР, 1960.

Белевцев Я. М., Мельник Ю. П., Стригин С. С., Мінералогічна характеристика залізних руд з магматитів р. Інгульця, «Матер. з мінералог. України», Вид-во АН УРСР, 1960д.

Белевцев Я. Н., Принципы и методы металлогенических исследований докембрийских щитов, Матер. II Всесоюз. совещ. по закон. размещ. полезн. ископ., Изд-во АН УССР, 1960е.

Белевцев Я. Н., Загоруйко Л. Г., Каляев Г. И., Металлогенический очерк Украинской железорудной провинции, «Закон. размещен. полезн. ископ.», Изд-во АН СССР, т. 5, 1962а.

Белевцев Я. М., Прус А. К., Основні етапи геологічного розвитку Українського щита, Геол. журн. АН УРСР, т. XXII, вип. 5, 1962б.

Белоусов В. В., Яроцкий Л. А., Грязевые сопки Керченско-Таманской области, ОНТИ, 1936.

Белоусов В. В., Основные вопросы геотектоники, Госгеолтехиздат, 1962.

Бернадская Л. Г., Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины, Изд-во АН УССР, 1961.

Борисенко С. Т., Древин А. Я., Царовский И. Д., Разломная тектоника Приазовья и связанная с нею металлогения, в кн.: «Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон», Докл. II Всесоюз. объедин. сес. по закономерностям размещения полезн. ископ., ч. I, 1960.

Бетехтин А. Г., Вольфсон Ф. И., Заварицкий А. Н., Коржинский Я. С., Левицкий О. Д., Николаев В. А., Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, Изд-во АН СССР, 1953.

Бетехтин А. Г., Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудооб-

разования, в кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», Изд-во АН СССР, 1955.

Билибин Ю. А., Металлогенические провинции и металлогенические эпохи, Гостеолтехиздат, 1955.

Билык А. А., Некоторые вопросы соляной тектоники Днепровско-Донецкой впадины, Тр. ВНИИГАЗ, в. 14(22), Материалы по геологии газоносных районов СССР. Днепровско-Донецкая впадина, Гостоптехиздат, 1962.

Богданов А. А., Обручев Д. С., Пушаровский Ю. М., Трусова И. Ф., Материалы по геологии девонских отложений южной окраины Донецкого бассейна, «Мат. к познанию геол. строен. СССР», нов. серия, в. 9—13, Изд-во МОИП, 1947.

Богданович К. И., Рудные месторождения, т. I, II, СПб., 1912—1913.

Бондарчук В. Г., Геология Украины, Вид-во АН УРСР, 1959а.

Бондарчук В. Г., Сесененко М. П., (ред.), Тектоніка територій Української РСР та Молдавської РСР (пояснювальна записка до тектонічної карти), Вид-во АН УРСР, 1959б.

Бондарчук В. Г., Нарис тектонічної будови — території УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, в. 3, 1955.

Булкин Г. А., О некоторых генетических особенностях ртутных рудопроявлений Крыма, ДАН СССР, т. 131, № 5, 1960.

Бутурлинов Н. В., Панов Б. С., Об изверженных породах и рудной минерализации Донбасса, Зап. Всесоюз. мин. об-ва, сер. II, ч. 88, вып. 4, 1959.

Вадимов Н. Т., Хошеватско-завальевский комплекс графитовых гнейсов и мраморов, «Геология СССР», т. V, 1958.

Виноградов А. П., Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах, Изд-во АН СССР, 1958.

Виноградов А. П., Комлев Л. В. и др., Абсолютная геохронология украинского докембрия, Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций, Геол. конгресс, XXI сессия, Докл. совет. геологов, 1960.

Гавелин С., Связь между сульфидными оруденением и образованием гранитов в районе Шеллефтео, Северная Швеция, сб. «Рудные регенерированные месторождения», ИЛ, М., 1957.

Геохимические поиски рудных месторождений в СССР, Тр. I, Всесоюз. совещ. по геохим. методам поисков рудных месторождений, под редакцией В. И. Красникова, Гостеолтехиздат, 1957.

Гершойг Ю. Г., Гидротермальные жилы Криворожского бассейна, «Советская геология», № 8, 1940.

Гершойг Ю. Г., Петрогенезис пород Кривого Рога, «Советская геология», № 39, 1949.

Гетлинг Р. В., Батолит р-на деревни Бодрак в Крыму и некоторые особенности его генезиса, Зап. Всесоюз. мин. об-ва, ч. 89, в. 1, 1961.

Гинзбург И. И., Опыт разработки теоретич. основ геохимических методов поисков, Гостеолтехиздат, 1957.

Глушко В. В., Клиточенко И. Ф., Попов В. С., Чирвинская М. В., Тектоника Украины, МГК, XXI сессия, Докл. советских геологов, пробл. 18, 1960.

Горлицкий Б. О., Про розповсюдження акцесорних елементів у породах Орехово-Павлоградської смуги магнітних аномалій, Геол. журн. АН УРСР, т. XXII, в. 2, 1962.

Гринев А. В., Месторождения батолита г. Хыр в Крыму, ДАН СССР, М., 1925.

Доброхотов М. Н. и др., Железородная формация и железорудные месторождения Белозерского района в Нижнем Приднепровье, «Геология рудных месторождений», № 6, 1960.

Домарев В. С., Некоторые геологические особенности метаморфогенных рудных месторождений, Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 8, Геология и полезные ископаемые, 1956.

Древин А. Я., Зарицкий А. И., О гидротермально-метасоматическом флюорите зоны сочленения Донбасса с Приазовьем, ДАН СССР, т. 131, № 1, 1960а.

Дубина И. В., Графитовые месторождения украинского докембрия, их строение и генезис, МГК, XVII сессия, т. 2, 1937.

Дубинкина Р. П., Лященко К. П., Северный район, кн. «Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна», Гостеолтехиздат, 1957.

Дубяга Ю. Г., Завальевско-хошеватский комплекс изверженных темноцветных пород и хромитовые пироксениты, сб. «Докембрий УССР», № 1, 1937.

Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я., Континентальные россыпи Днепробугского района, Докл. II Всесоюз. сессии по закону. размещ. ископ., Изд-во АН УССР, 1960.

Елисеев Н. А., Метаморфизм, Изд-во Ленинград. ун-та, 1959.

Ершов В. А., Ультраосновные породы Украины и связанные с ними полезные ископаемые, Сб. докл. XXI сессии МГК, Петрограф. провинции, Изд-во АН СССР, 1960.

Жемчужников Ю. А. и др., Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, ч. I, ГИ АН СССР, 1959.

Жуков Г. В., Карбонатні та графітові породи залізорудного комплексу Західного Приазов'я, ДАН УРСР, № 5, 1956.

Жуков Г. В., Про залізисто-кремністі формації Орехово-Павлоградської смуги магнітних аномалій, ДАН УРСР, № 12, 1959.

Жуков Г. В., Настенко А. А., Геологічна будова і рудоносність Орехово-Павлоградської смуги магнітних аномалій, Геол. журн. АН УРСР, т. XX, в. 3, 1960.

Жуков Г. В., Закономерности размещения полезных ископаемых в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях нижнепротерозойской геосинклинали Украинского кристаллического щита, сб. «Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон», ч. I, Изд-во АН УССР, 1960б.

Заварицкий А. И., Метаморфизм и метасоматизм в колчеданных месторождениях Урала, сб. «Колчеданные месторождения Урала», 1950.

Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах (АН СССР, АН УССР, Мин-во геологии и охраны недр СССР, «Главгеология УССР»), ч. II, Изд-во АН УССР, 1960.

Захаров Е. Е., Королев И. И., Структура рудного поля, минералогический состав руд и генезис Никитского месторождения в Донбассе, Изд-во АН СССР, 1940.

Івантішин М. М., Акцесорні рідкісні мінерали та розсіяні елементи в гранітах і пегматитах Українського кристалічного щита, Вид-во АН УРСР, 1960а.

Івантішин М. Н., Геохимические закономерности распределения редких элементов в гранитах и пегматитах Украинского кристаллического щита, в кн. «Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон», Докл. II Всесоюзн. объедин. сес. по закономерн. размещ. полезн. ископ., ч. I, 1960б.

Казаков Л. Р., Гранітизація порід в р-ні Орехово-Павлоградських магнітних аномалій, Геол. журн. АН УРСР, в. 6, 1961.

Казаков Л. Р., Горлицький Б. О., Сульфідна мінералізація в породах Орехово-Павлоградських магнітних аномалій, сб. «Матер. з петрографії та мінералогії Українського кристал. щита», Вид-во АН УРСР, 1963.

Калниболотский П. М., Петрогенезис пород и руд Криворожского бассейна, Изд-во Черновицкого ун-та, 1946.

Каляев Г. И., Заруба В. М., До питання про будову Саксаганського насуву, Геол. журн. АН УРСР, т. XVII, вип. 4, 1957.

Каляев Г. И., Орехово-Павлоградский рудный пояс, Геол. журн. АН УССР, т. XXI, в. 6, 1961.

Каляев Г. И., Нижньопротерозойські лагунна та моласова формації Криворізького басейну, Геол. журн. АН УРСР, т. XXII, вип. 5, 1962а.

Каляев Г. И., Формации и элементы тектонической структуры Украинской железорудной провинции, «Советская геология», № 11, 1962б.

Комлев Л. В., Савоненков В. Г., Данилевич С. И. и др., О геологическом значении региональных процессов омоложения в древних формациях юго-запада Украинского кристаллического щита, «Геохимия», № 3, 1962.

Кононов Ю. В., Нечаев С. В., Акцесорний ксенотим з метасоматиту з докембрийських мігматитах Побужжя, ДАН УРСР, 1961.

Коржинский Д. С., Очерк метасоматических процессов, в кн. «Основные пробл. в учен. о магматоген. рудн. месторожд.», Изд-во АН СССР, 1955а.

Красников В. И., Основы рациональной методики поисков рудных месторождений, Госгеолтехиздат, 1959.

Кратц К. О., Некоторые вопросы палеогенезиса и гранитообразования в докембрии и связанной с ними эндогенной минерализации, Матер. II Всесоюзн. петр. сов., Ташкент, 1958а.

Крейтер В. М., Яговкин И. С., К вопросу об оценке полиметаллических месторождений Нагольного кряжа, Горн. журн., № 10, 1931.

Кужелов Г. К., Геологическая структура Украинского кристаллического щита по геофизическим данным, «Советская геология», № 69, 1957.

Кужелов Г. К., Геологическая структура докембрия Среднего Побужжя (на укр. яз.), Геол. журн. АН УССР, т. XX, в. 2, 1960а.

Кулибин К. В., Нагольный кряж, ГНТИ, 1936.

Куман В. Е., Мінералогічна характеристика амфібол-асбесту з Кривого Рогу, Геол. журн. АН УРСР, т. XX, в. 3, 1960.

Лазаренко Е. К., К металлогенической характеристике Донбасса, Тр. Воронежск. ун-та, т. II, в. 2, 1939.

Лазаренко Е. К., Особенности эндогенной металлогении Карпатской горной системы, в сб. «Тез. докл. на III Всесоюзн. сов. по закономерн. форм. и размещен. эндоген. месторожд. Альпийск. геосинкл. зоны тер. СССР», Изд-во АН Аз. ССР, Баку, 1962.

Лапчик Ф. Е., Пермские и триасовые отложения Днепровско-Донецкой впадины и северо-западной окраины Донбасса, Изд-во АН УССР, 1958.

Лебединский В. И., Шалимов А. И., Верхнетриасовый вулканизм в Крыму, ДАН СССР, т. 132, № 2, 1960.

Лебединский В. И., Добровольская Т. И., Новые данные о нижнемеловом вулканизме в Горном Крыму, ДАН СССР, т. 136, № 4, 1961а.

Лебединский В. И., Макаров Н. Н., Магматизм Горного Крыма, Изд-во АН УССР, 1962а.

Лебединский В. И., Пластовые интрузии в таврической серии и их роль в геологической истории Горного Крыма, Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1962б.

Литвиненко А. У., К минералогии биоморфоз в связи с генезисом железных руд Приазовского бассейна, в кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4, Л., 1956.

Литвиненко А. У., О рудообразующих карбонатах из киммерийских отложений Керченского и других месторождений Приазовского железорудного бассейна, ДАН СССР, т. 116, № 4, 1957.

Литвиненко А. У., Геология и генезис руд Приазовского железорудного бассейна, «Докл. на совещ. по керченской металлургии», Крымиздат, 1958а.

Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Шапошников Д. П., Космачев В. Г., О стадийности минералообразования таврической серии Крыма, ДАН СССР, т. 142, № 4, 1962.

Лунгерсгаузен Л. Ф., Этапы развития Днепровско-Донецкой впадины, ДАН СССР, т. XXII, № 6, нов. серия, 1939.

Лунгерсгаузен Л. Ф., К вопросу о тектонике Украины, Матер. по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины, в. 1, Изд-во АН УССР, 1941а.

Лунгерсгаузен Л. Ф., Некоторые черты палеогеографии Днепровско-Донецкой геосинклинали в верхнепалеозойское и мезозойское время, изд. ИГН АН УССР, «Мат. по нефтеносности ДДВ», 1941б.

Лучицкий В. И., Свинцовый блеск из Крыма, Доклады Росс. Акад. наук, Петроград, 1923.

Лучицкий В. И., Лебедев П. И., Петрография Украины, Изд-во АН СССР, 1934.

Лучицкий В. И., Ткачук Л. Г. та ін., Український кристалічний масив, Вид-во АН УРСР, 1947.

Лычагин Г. А., Геологическое строение и история развития Крымского полуострова, сб. «Изучение и освоение мин. богатств Крыма за годы сов. власти», Изд-во АН УССР, 1957.

Лыков А. И., О скарнах ю.-з. окраины Донбасса, ДАН УССР, № 9, 1960.

Лыков А. И., Минералогия рудных проявлений ю.-з. окраины Донбасса, Автореферат диссерт., изд. Днепропетр. горн. ин-та, 1961.

Магакьян И. Г., Основы металлогении материков, Изд-во АН Арм. ССР, 1959.

Макухина Г. А., Метаморфические породы Верховцевского района, в кн. «Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР», Изд-во АН УССР, 1956.

Малаховский В. Ф., Геология и геохимия керченских железных руд и их важнейших компонентов, Изд-во АН УССР, 1956а.

Малаховский В. Ф., Геохимия и основные вопросы генезиса гипергенных керченских железных руд, в сб. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4, Изд-во Львовск. ун-та, 1956б.

Малаховський В. Ф., До геохімії сірки Керченських залізорудних родовищ, ДАН УРСР, № 6, 1956в.

Малаховський В. Ф., Геохімічні індикатори Керченських залізорудних родовищ УРСР, Вид-во АН УРСР, 1958а.

Малаховский В. Ф., К геохимии мышьяка керченских железных руд, в сб. «Докл. на сов. по керченской металлургии», Крымиздат, 1958б.

Малаховский В. Ф., О генезисе икряных руд Керченских железорудных месторождений, Тр. Ин-та мин. рес. АН УССР, в. 1, Изд-во АН УССР, 1959а.

Малаховский В. Ф., Органический углерод и сера в керченских железных рудах, ДАН СССР, т. 128, № 6, 1959б.

Мельник Ю. П., Ильменит из гранитизированных железистых пород Криворожского р-на, Зап. Всесоюз. мин. об-ва, ч. 89, в. 2, 1960.

Мельник Ю. П., Ярошук М. А., О находке шеелита в метасоматитах Криворожского р-на, Зап. Всесоюз. мин. об-ва, серия 2, ч. 91, 1962а.

Мельник Ю. П., Про можливий зв'язок стійкості порід до гранітизації з їх рівновагою та енергетичною анізотропією, Геол. журн. АН УРСР, т. XXII, в. 6, 1962б.

Мельничук В. А., Булкин Г. А., Рудопроявления ртути и перспективы поиска ее месторождений в платформенных чехлах, Изд-во АН УССР, 1960.

Мерлич Б. В., Закономерности формирования ртутного оруденения в Закарпатье, «Советская геология», № 2, 1958.

Милешина А. Г., Москалев Н. П., К геохимической характеристике третичных и меловых отложений Керченского полуострова, в сб. «Геохим. методы поисков нефти и газа», в. 2, Тр. НИГРИ, 1954.

Молявко Г. И., Неоген півдня України, Вид-во АН УРСР, 1960.

Муратов М. В., Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова, ГОНТИ, 1960б.

Набоко С. И., Послемагматические процессы в областях активного вулканизма, Автореферат диссерт., изд. ИГЕМ АН СССР, М., 1962.

Нечаев С. В., Особливості металоносності південної окраїни Донбасу, Геол. журн. АН УРСР, т. XIX, в. 3, 1959.

Николаев В. А., К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапов глубинного магматического процесса, в кн. «Осн. пробл. в учен. о магматогеоген. руд. месторожден.», Изд-во АН СССР, 1955.

Никольский А. П. и Ефимов А. Н., Геолого-металлогенический очерк восточной части Украинского щита, Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 37, 1960.

Никольский И. Л., Геология ртутных месторождений Центрального района Донбасса, изд. Дон. инд. ин-та, 1959.

Орлова А. В., Шаталов Е. Т., Металлогенические и прогнозные карты рудных районов, в кн. «Металлогенические и прогнозные карты», АН Каз. ССР, 1959.

Пейве А. В., Главнейшие типы глубинных разломов, Изд-во АН СССР, серия геол., № 1, 3, 1956.

Полканов А. А., Проблема происхождения гранитов платформенных областей, Тр. Лаб. геол. док., в. 5, 1955.

Половинкина Ю. Ир., Материалы к характеристике графитового месторождения балки Власовой, Матер. по общей и прикл. геологии, в. 34, 1929.

Половинкина Ю. Ир., Мигматиты западной окраины Криворожского месторождения, «Ингулецкие гнейсы», Тр. ЦНИГРИ, в. 112, 1939.

Половинкина Ю. Ир., Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического щита, Госгеолтехиздат, 1954.

Половинкина Ю. Ир., Что такое гнейс?, «Вопр. геол. Азии», т. II, 1955б.

Половинкина Ю. Ир., Соколова Е. П., О корундовом слюдите на Побужье, Мин. сб. Львов. геол. об-ва, № 12, 1958.

Половинкина Ю. Ир., Наливкина Э. Б., Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднестровья, Гос. изд. нефт. и горно-топл. лит., Лен. отд., 1959.

Попов В. С., Новые данные по тектонике северной окраины Донбасса, «Проблемы сов. геол.», № 2, 1936.

Попов С. П., Минералогия Крыма, Изд-во АН СССР, 1938.

Рабинович А. В., Геохимические особенности и формы проявления акцессорных элементов в некоторых интрузивных породах Украины, сб. «Петрология и минерал. некот. рудн. р-нов СССР», изд. ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, 1951.

Радкевич Е. А., О крупномасштабном металлогеническом картировании, Матер. научн. сессии, Изд-во АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1958.

Рахманов В. П., Богатые железные руды коры выветривания Курской магнитной аномалии, Изд-во АН СССР, 1962.

Родыгин Н. А., Основные формы тектоники Донецкого бассейна, Труды XVII сессии МГК, т. I, 1939.

Рудницький П. М., Попередні результати вивчення Володарської групи магнітних аномалій, Геол. журн. АН УРСР, т. XXI, вип. 6, 1961.

Рябоконь С. М., Мінералогія порід Верхівцевської магнітної аномалії, зб. «Мат. з мин. України», в. 2, Вид-во АН УРСР, 1961.

Рябенко В. А., Геологічна структура кристалічної основи Верхнього Побужжя і пов'язані з нею рудопрояви, Пит. мин. і петрогр. Укр., Вид-во АН УРСР, 1962.

Сагайдак І. Г., Петрографічний нарис середнього Приазов'я, ДАН УРСР, зб. № 1, 1937.

Самойлов Я. В., Минералогия жильных месторождений Нагольного кряжа, Матер. для геол. России, т. XXIII, 1908.

Сасин Г. Г., В кн. «Материалы Карпато-Балканской ассоциации», т. 2, Изд-во АН УССР, 1960.

Сатпаев К. И., Комплексные металлогенические и прогнозные карты Центрального Казахстана, Матер. научн. сес. по металлогении, Изд-во АН Каз. ССР, 1958.

Сатпаев К. И., Бок И. И. и др., О некоторых проблемах развития геологической металлогенической науки, «Советская геология», № 9, 1960.

Сауков А. А., Несколько замечаний о гидротермальных месторождениях, Тр. ИГЕМ, в. 46, 1962.

Семенов Н. П., Пегматитовый процесс графитовых месторождений Петровского района УССР, Изв. АН СССР, № 6, 1937.

Семенов Н. П., Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений, Изд-во АН СССР, т. 1, 1946.

Семенов Н. П. и др., Поле мигматитов и гранитов, Изд-во АН УССР, 1954.

Семенов Н. П. и др., Петрография железисто-кремнистых формаций Украины, Изд-во АН УССР, 1956.

Семенов Н. П., Металлогенические эпохи и карта прогноза рудных месторождений УССР, Матер. научн. сес. по металлогении, Алма-Ата, 1958.

Семенов Н. П. и др., Геология железисто-кремнистых формаций Украины, Изд-во АН УССР, 1959а.

Семенов и др., Возрастные группы минерализации пород Украины и абсолютное летоисчисление, Межд. геол. конгр., сес. XXI, докл. совет. геол., 1960а.

Семенов Н. П., Металлогения докембрийского щита и складчатых зон Украины, Докл. II Всес. объедин. сес. по закон. разм. полезн. ископ. и прогн. картам, ч. 1, 1960б.

Семенов Н. П., Металлогения докембрийского щита и складчатых зон Украины, Сб. «Металлоген. докембр. щитов и древн. подв. зон», Изд-во АН УССР, 1960в.

Синицын Н. М., О региональных структурах, контролирующих ртутно-сурьмяное оруденение Южной Ферганы, ДАН СССР, т. 59, № 3, 1948.

Смирнов В. И., Геология месторождений ртути Средней Азии, Госгеолтехиздат, 1947а.

Смирнов В. И., Рыженко Л. Н., Некоторые особенности образования и размещения ртутных месторождений, Сб. «Законом. размещ. полезн. ископ.», т. 1, Изд-во АН СССР, 1958.

Смирнов В. И., Некоторые проблемы металлогении геосинклиналей, Изд-во АН СССР, серия геол., № 10, 1961.

Смирнов В. И., Металлогения геосинклиналей, «Закономерности размещения полезн. ископ.», Изд-во АН СССР, т. V, 1962.

Соболев В. С., Фишкин М. Ю., Метасоматическая зональность и процессы образования алунита, Мин. сб. Льв. геол. об-ва, № 7, 1953.

Соболев В. С., Петрография неогенных вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат, под ред. В. С. Соболева, Изд-во АН УССР, 1955.

Соловйова Ф. И., Самородный висмут в докембрии Кривого Рогу, ДАН УРСР, № 2, 1962.

Соловйова Ф. И., Мінералогічна характеристика мідної мінералізації з пігматитів Криворізького району, зб. «Мат. з мін. України», Вид-во АН УРСР, 1962.

Соловьева Ф. И., Медное рудопроявление в докембрии Украинского кристаллического щита, Геол. рудн. местор., № 1, 1963.

Соллогуб В. Б., Некоторые данные о блоковом строении юга УССР, ДАН УССР, № 3, 1959.

Соллогуб В. Б., Тектоническое районирование юга Украины и Кубани по геофизическим данным, сб. Ин-та геофиз. АН УССР, в. 1 (3), 1962.

Станкевич Л. О., О составе и происхождении карбонатов железа Керченского месторождения, Изв. Днепропетр. горн. ин-та, т. 34, 1957а.

Станкевич Л. О., О составе и происхождении рудных силикатов Керченского месторождения, Мин. сб. Льв. геол. об-ва, № 11, 1957б.

Старицкий Ю. Г. и др., О принципах составления металлогенических карт для платформ, Мат. научн. сесс. по металлоген., Изд-во АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1958.

Степанов П. И., Геологический разрез Донецкого каменноугольного бассейна по линии: слобода Агрофеговская — ст. Должанская — хут. Таловый, Изв. Геол. ком., т. XXVII, № 5, 1909.

Степанов П. И., Проблема Большого Донбасса, Тр. XVII сесс. Межд. геол. конгр., 1937, т. 1, 1939б.

Степанов П. И., Тектоника Донецкого бассейна, «Геология СССР», т. 8, Донецк. басс., 1944.

Страхов Н. М., Железорудные фации и их аналоги в истории Земли, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, в. 73, 1947.

Страхов Н. М., Основные теории литогенеза, Изд-во АН СССР, 1960а.

Страхов Н. М., Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли, Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1962.

Стригин О. И., Парагенезис мінералів егіринізованих порід криворізької серії, Геол. журн. АН УРСР, т. XIX, в. 4, 1959а.

Стригин О. И., Логинов Д. Ф., Стратиграфія аркозового горизонту нижньої світи криворізької серії порід в північній частині Саксаганського району, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, в. 1, 1960а.

Стригін О. І., Характер залежності гідротермально-метасоматичного парагенезису мінералів від складу вихідних порід при альбітизації порід криворізької серії, «Мат. з мінералог. України», Вид-во АН УРСР, 1960б.

Стрыгин А. И., Акцессорные элементы в породах Ингулецкого поля мигматитов, Зап. Укр. отд. Всесоюзн. мин. об-ва, Изд-во АН УССР, 1962а.

Стригін О. І., Ярошук М. О., Прус А. К., Магнетитові руди Володарських магнітних аномалій та їх генезис, «Питання геохімії, мінералогії і петрографії», Вид-во АН УРСР, 1963б.

Судовиков Н. Г., К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией, Тр. I Всесоюзн. петрогр. сов., 1955а.

Судовиков Н. Г., Мигматиты, их генезис и методика изучения, Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, в. 5, 1955б.

Судовиков Н. Г., Вопросы связи оруденения с гранитами, Матер. II Всесоюзн. петрогр. совещ., Ташкент, 1958.

Судовиков Н. Г., Железо-магнезиально-кальцевый метасоматоз, Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, в. 8, 1959.

Судовиков Н. Г., Условия эндогенного образования в докембрии. Докл. II Всесоюзн. объедин. сесс. по закон. размещ. полезн. ископ. и прогнозн. картам, Изд-во АН УССР, 1960б.

Танатар И. И., Геохимическая характеристика полиметаллических месторождений Нагольного кряжа, «Пробл. сов. геол.», № 4, 1934.

Танатар И. И., Генезис железистых кварцитов и руд Кривого Рога и Старого Оскола, Тр. конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия, 1937.

Татаринов Л. М. и др., Общие принципы регионального металлогенического анализа, Госгеолтехиздат, 1957.

Твалчрелидзе Г. А., Закономерности рудообразования в процессе формирования складчатых зон (на примере Причерноморской альпийской геосинклинальной области), сб. «Приклад. геол. вопр. металлогении», Госгеолтехиздат, 1960.

Твалчрелидзе Г. А., О методике металлогенического анализа, «Советская геология», № 3, 1961а.

Твалчрелидзе Г. А., Эндогенная металлогения Грузии, Госгеолтехиздат, 1961б.

Точилин М. С., Происхождение железистых кварцитов, Госгеолтехиздат, М., 1960.

Трипільська М. І., Ознаки мідно-сірчаного зруденіння в південно-західному Донбасі, ДАН УРСР, № 5, 1957.

Тугаринов А. И. и др., Об определении абсолютного возраста осадочных пород свинцовоизотопным методом, «Геохимия», № 3, 1963.

Усенко И. С., О генезисе древних гранитов Украинского кристаллического щита, ДАН СССР, т. 104, № 6, 1955а.

Усенко И. С., Про стратиграфію Українського кристалічного щита, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, в. 4, 1955б.

Усенко И. С., Основные и ультраосновные горные породы бассейна Южного Буга, Изд-во АН УССР, 1958б.

Усенко И. С., Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья, Изд-во АН УССР, 1960.

Усенко И. С., Розшукові критерії нікеленосних ультрабазитів Українського щита і деякі міркування щодо розшуків нікелевих родовищ, пов'язаних з основними породами, Геол. журн. АН УРСР, в. 3, 1962.

Усенко И. С. и др., Формации Украинского щита, Геол. журн. АН УССР, т. XXIII, в. 1, 1963.

Федорчук В. П., К вопросу о глубине формирования низкотемпературных сурьмяно-ртутных месторождений, Зап. Кирг. отделения Всес. мин. об-ва, в. 1, 1959.

Ферсман А. Е., Геохимия, т. 4, Госхимиздат, 1939.

Ферсман А. Е., Геохимический очерк Крыма, Избр. соч., т. 5, Изд-во АН СССР, 1959а.

Царовский И. Д., Мариуполитизация и связанные с нею процессы оруденения, Матер. ко II Всес. петрогр. сов., Изд-во АН Узб. ССР, 1958.

Царовский И. Д., Структурные критерии поисков скрытых массивов щелочных пород — потенциальных месторождений полезных ископаемых, Докл. II Всес. сесс. по зак. разм. полезн. ископ., Изд-во АН УССР, 1960.

Черницын В. Б., Сахацкий И. И., Сульфиды свинца и железа в дельте южного крыла Днепровско-Донецкой впадины, Изв. вузов геол. и разв., № 2, 1961.

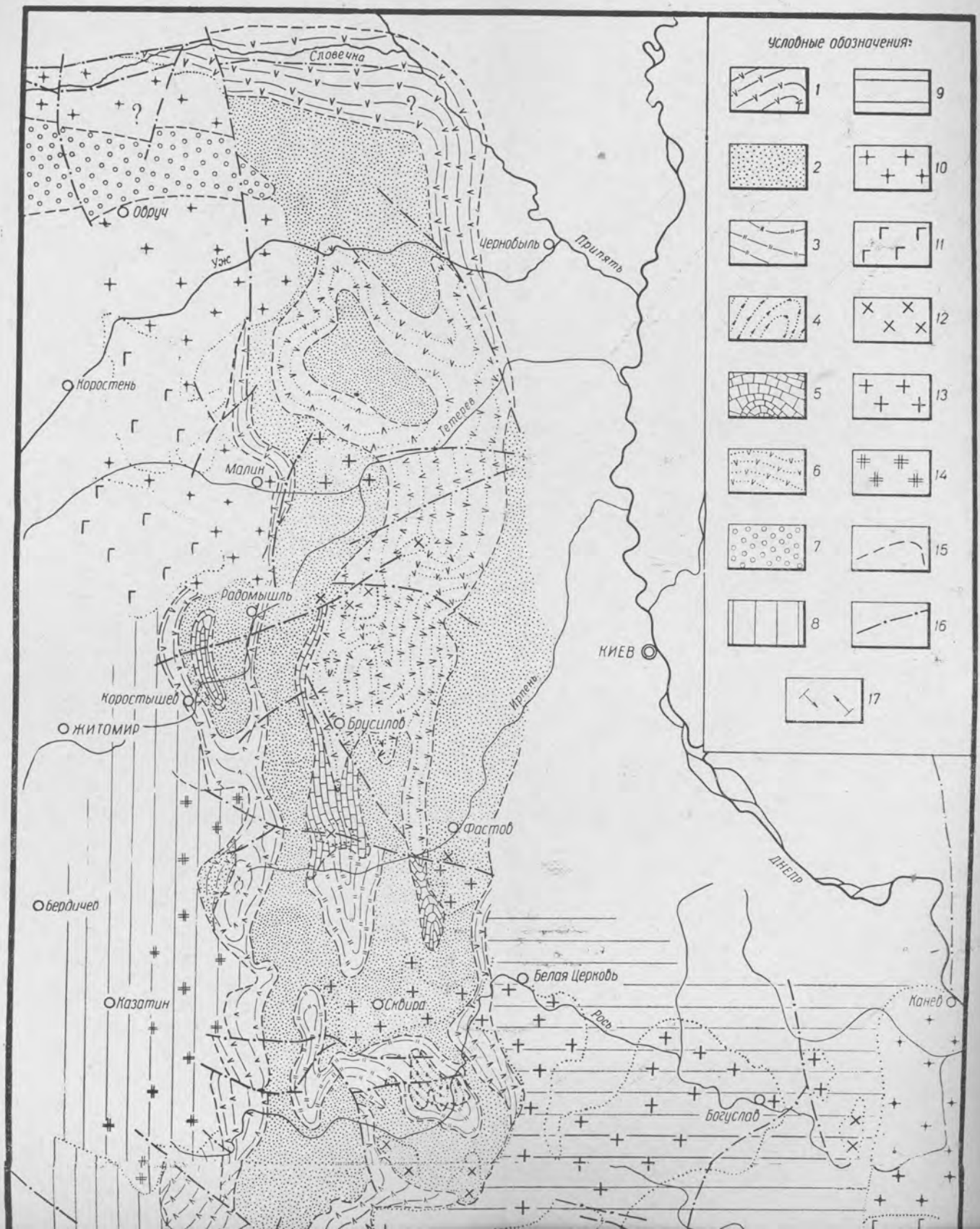
Чирвинская М. В., Основные черты тектоники Днепровско-Донецкой впадины по данным геофизических работ, Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5—6, 1958.

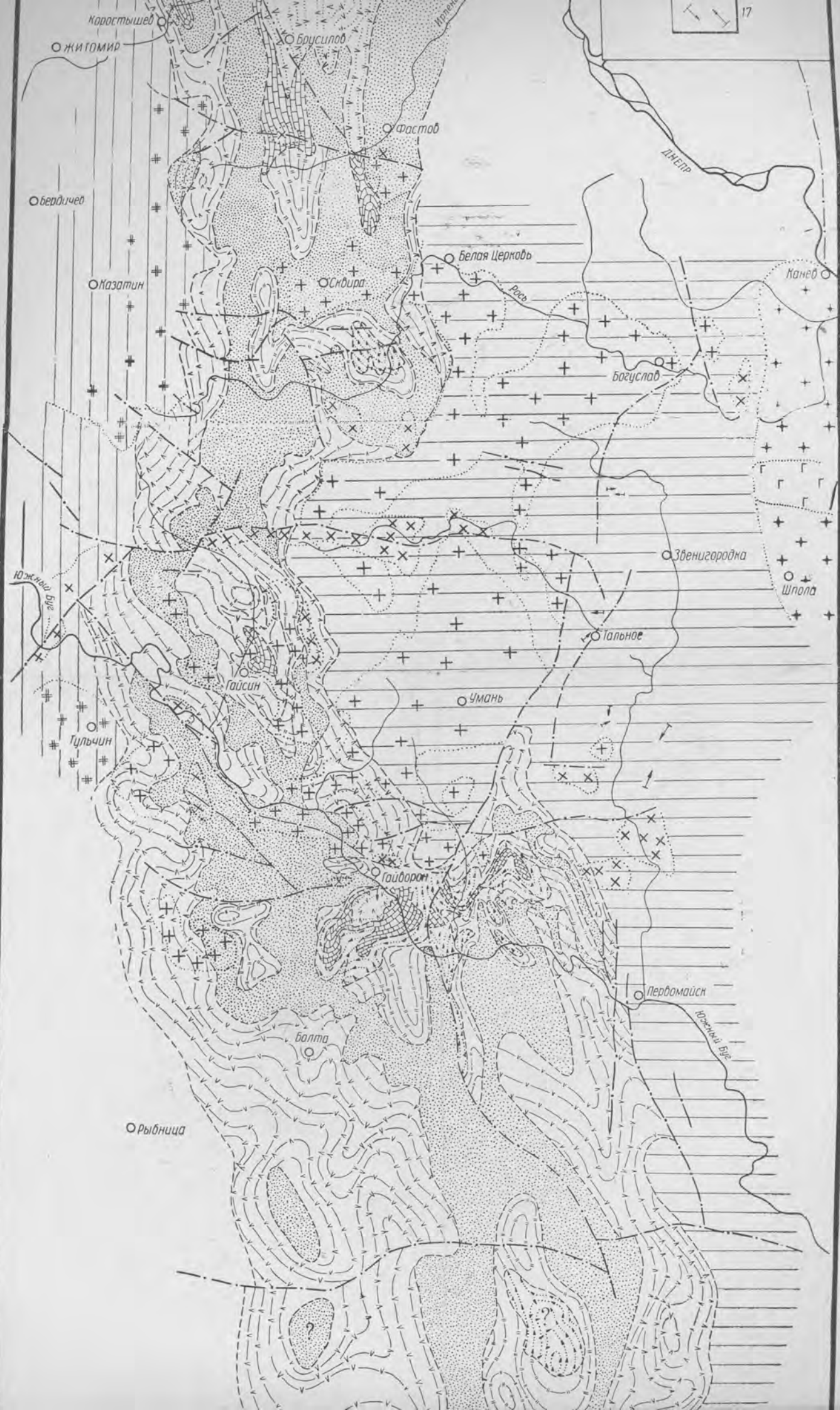
Шабынин Л. И., О генезисе Южнокутских железорудных месторождений, Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1958.

- Шапошников Д. П., К минералогии отложений таврической формации Крыма, сб. «Вопр. минерал. осадочн. образ.», кн. 6, Изд-во Львовск. ун-та, 1961.
- Шарданов А. Н., Малышек В. Г., Пекло В. П., О корнях грязевых вулканов Таманского полуострова, Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ, в. 10, 1962.
- Шатский Н. С., Происхождение Донецкого бассейна, БМОИП, нов. серия, т. XV, серия геол., № 4, 1937.
- Шатский Н. С., Большой Донбасс и система Вичита, Сравнительная тектоника древних платформ, Изд-во АН СССР, серия геол., № 6, 1946.
- Щербаков Д. И., Афанасьев Г. Д., О некоторых задачах геологии в связи с познанием глубоких недр Земли, Изд-во АН СССР, серия геол., № 10, 1961.
- Щербак Н. П., Геологія і акцесорна мінералізація докембрію верхів'їв р. Тетерева, Вид-во АН УРСР, 1961.
- Юрк Ю. Ю., О тетерево-бугской серии и ее положении в стратиграфии докембрия Украины, Изд-во АН СССР, 1953.
- Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., Рудные минералы криворожской железорудной полосы, Изд-во АН УССР, 1959.
- Юрк Ю. Ю. и др., Минералогия железорудной формации Керченского бассейна, Крымиздат, 1960.
- Юшко С. А., Минералогические ассоциации и последовательности кристаллизации в рудных месторождениях Нагольного кряжа, Тр. МГРИ, т. XXII, 1948.
- Якжин А. А., Геологическое строение и некоторые вопросы минерализации Нагольного кряжа, Тр. Ин-та геол. наук, вып. 65, серия рудных месторождений (№ 14), 1952.
- Landergren S., On the Geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks, Arsbok 42 (1948), Nr. 5, Swer. Geol. Unders, Ser. C., Nr. 496.
- Rankama K., Sahama T. G., Geochemistry, Univ. Chicago Press, 1950.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ	
Общие черты металлогении Украины (Я. Н. Белевцев, Г. И. Каляев)	9
Проблема металлогенической специализации подвижных зон (Я. Н. Белевцев, С. А. Скуридин)	23
Главные факторы гипогенного рудообразования в Украинском щите (А. И. Стрыгин)	30
Особенности металлогении докембрийских щитов (Я. Н. Белевцев)	39
Особенности методики составления металлогенических и прогнозных карт докембрийских щитов (Я. Н. Белевцев, А. К. Прусс)	49
МЕТАЛЛОГЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ РЕГИОНОВ УКРАИНЫ	
Украинский щит	58
Главнейшие черты геологического развития и металлогении (Я. Н. Белевцев, А. К. Прусс)	58
Украинская железорудная провинция	
Геотектоническое развитие (Г. И. Каляев)	81
Металлогеническое районирование (Я. Н. Белевцев, Г. И. Каляев, С. А. Скуридин, А. И. Стрыгин)	93
Криворожско-Кременчугская структурно-металлогеническая зона	96
Криворожско-Кременчугский рудный пояс (И. Н. Бордунов, М. Н. Довгань, Л. Г. Загоруйко, В. Г. Качан, А. С. Киселев, С. А. Скуридин, Н. В. Теплицкая, С. Е. Федюшин, В. Ю. Фоменко)	99
Ингулецкий рудный пояс (М. Н. Довгань, В. Г. Качан, А. С. Киселев, Ф. И. Соловьева, С. Е. Федюшин, Т. Н. Школа)	118
Экзогенные месторождения, рудопроявления и минерализация (И. Н. Бордунов, В. Г. Качан)	125
Белозерско-Запорожская металлогеническая зона (Б. А. Горлицкий, Г. И. Каляев, Э. П. Лапицкий, М. В. Миткеев)	126
Орехово-Павлоградский рудный пояс (Б. А. Горлицкий, Л. Р. Казаков, Г. И. Каляев)	137
Приазовская металлогеническая провинция (С. Т. Борисенко)	155
Брусиллов-Одесская металлогеническая зона (А. К. Прусс, М. А. Ярощук)	163
Доно-Днепропетровская металлогеническая провинция (Д. Е. Айзенберг, П. К. Лагутин, Ф. Е. Лапчик, В. А. Ласьков, М. Л. Левенштейн, В. И. Скаржинский, Е. Г. Сущук)	181
Металлогения Украинских Карпат (Е. К. Лазаренко, Э. А. Лазаренко)	212
Металлогения Крыма (Г. А. Булкин, М. А. Карасик, В. Ф. Малаховский, А. Г. Штернов)	233
Закключение	245
Литература	248





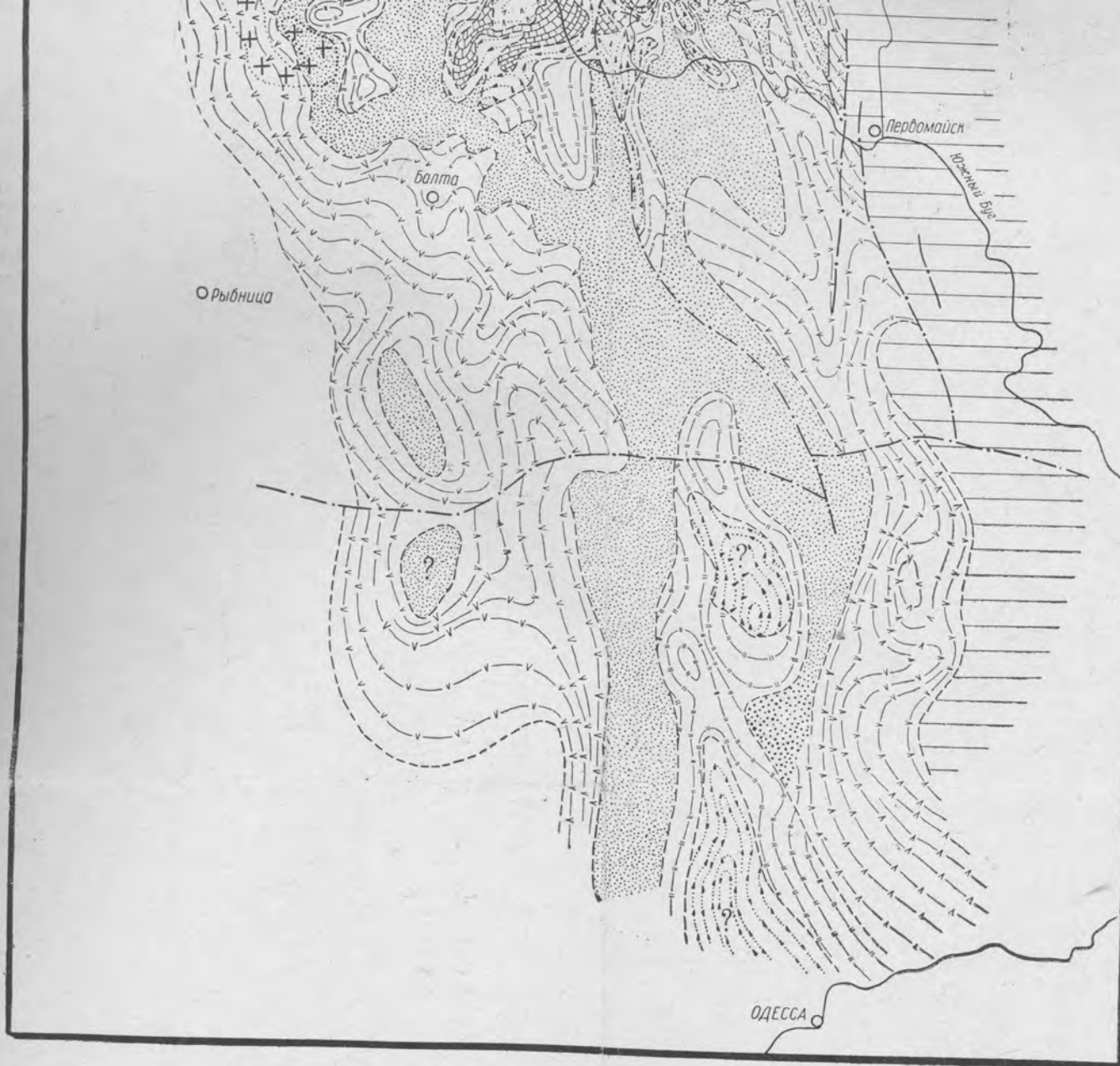
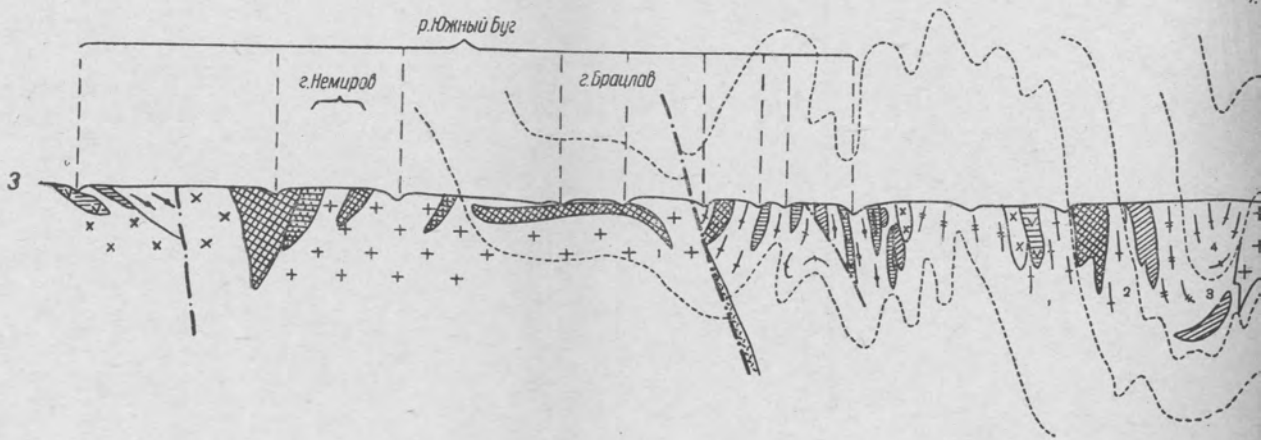
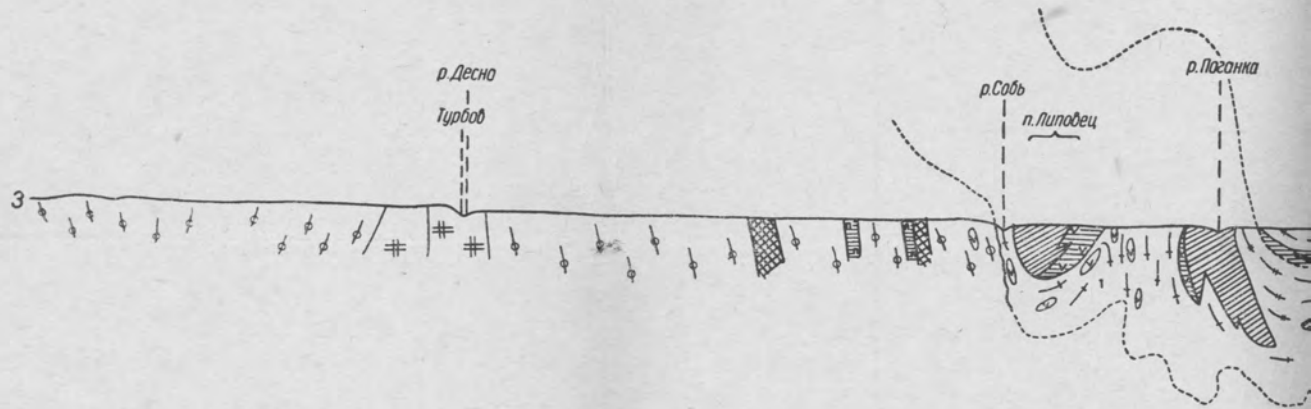
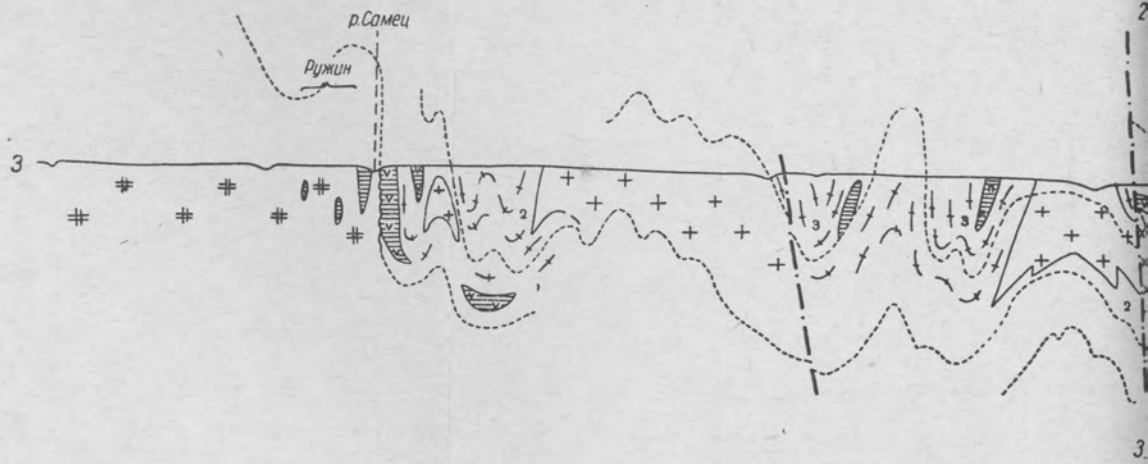
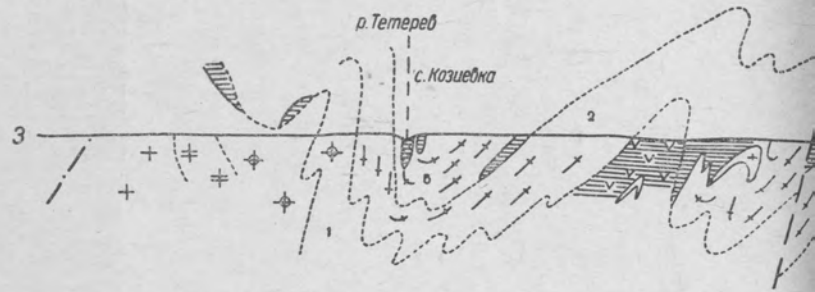


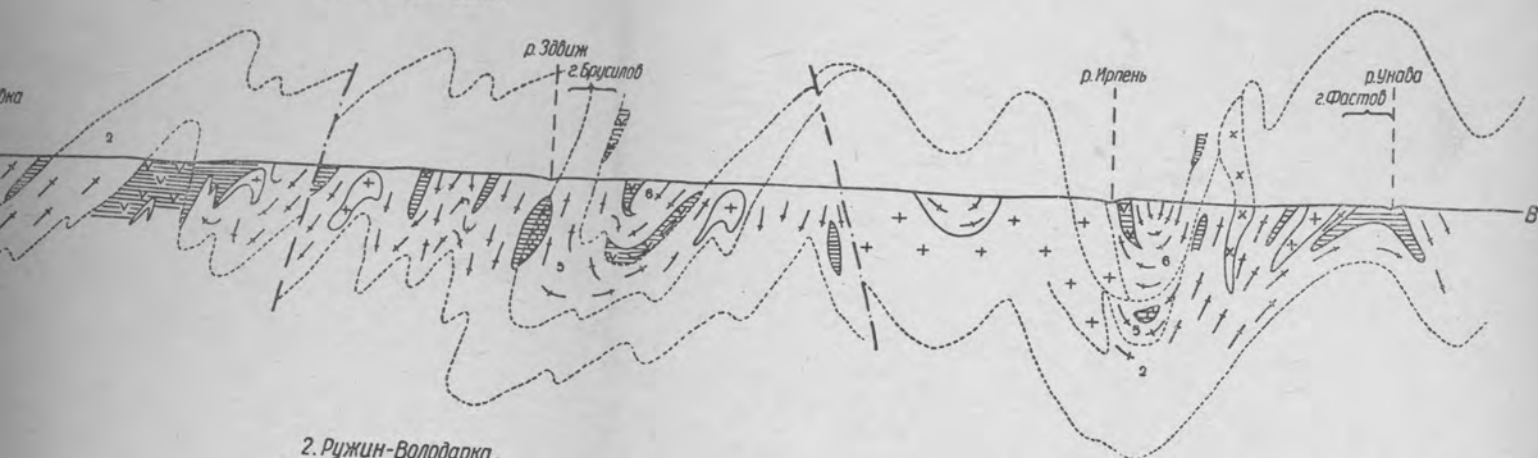
Рис. 30. Геологическая схема района Брусилов-Одесской полосы:

Предполагаемые районы развития осадочно-вулканогенной формации: 1 — нижней вулканогенной формации, 2 — терригенной формации, 3 — терригенно-вулканогенной формации, 4 — железисто-сланцевой формации, 5 — углисто-карбонатной формации, 6 — верхней вулканогенной формации, 7 — овручской серии, 8 — подстилающая толща воыно-подольской свиты, 9 — подстилающая толща центральной зоны Украинского щита.

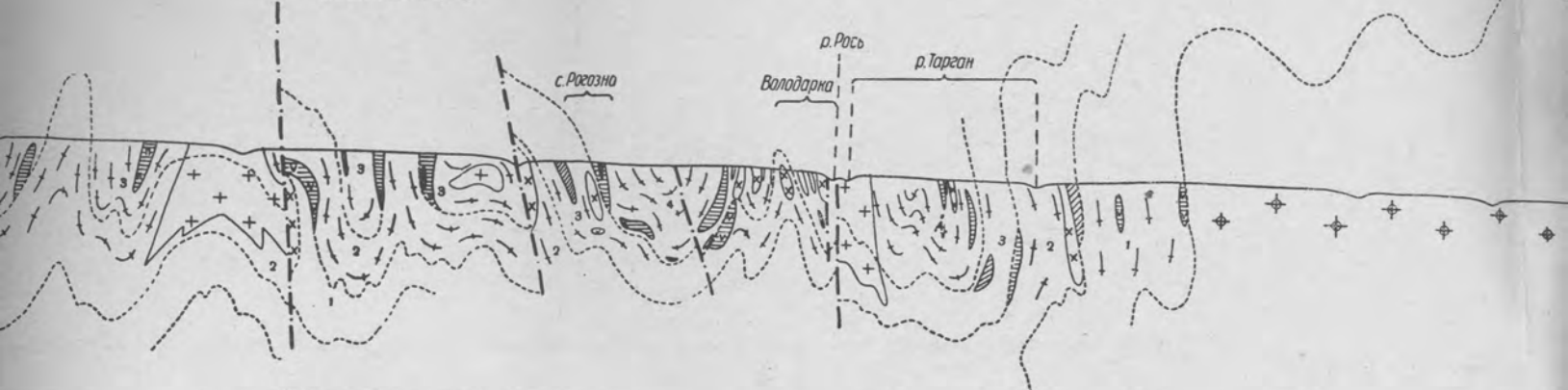
Интрузии и гранитизированные образования: 10 — гранитоиды коростенского комплекса, 11 — основные породы коростенского комплекса, 12 — граниты микроклиновые (розовые, аплит-пегматоидные), 13 — граниты плагиоклазо-микроклиновые (житомирские, кировоградские), 14 — граниты гранатосодержащие (чудново-бердичевские); 15 — контуры распространения формации (районов со следами формации); 16 — зоны разломов; 17 — элементы залегания.



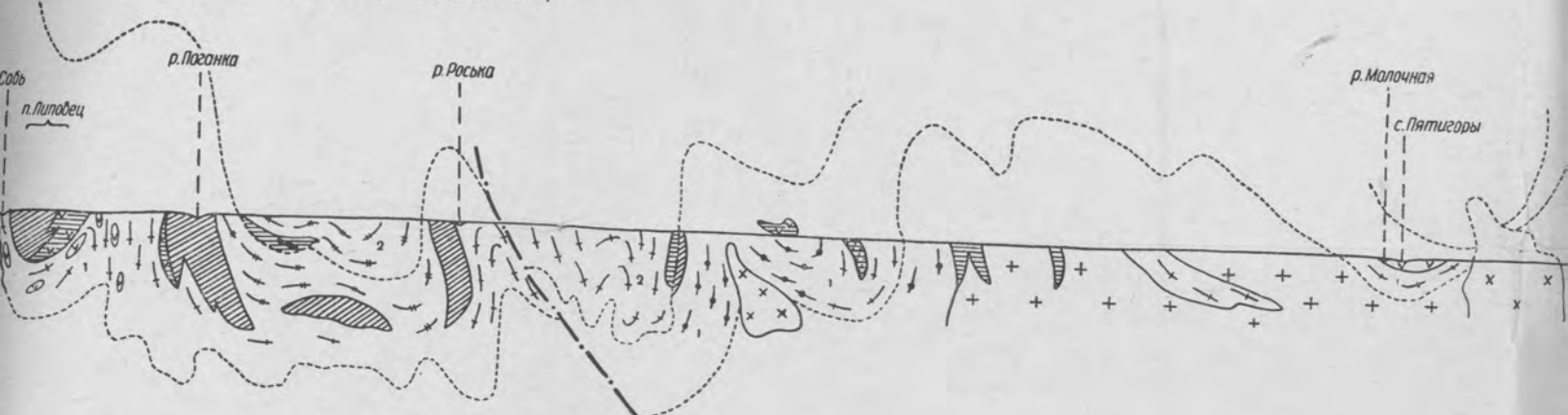
1. Козиевка-Фастов



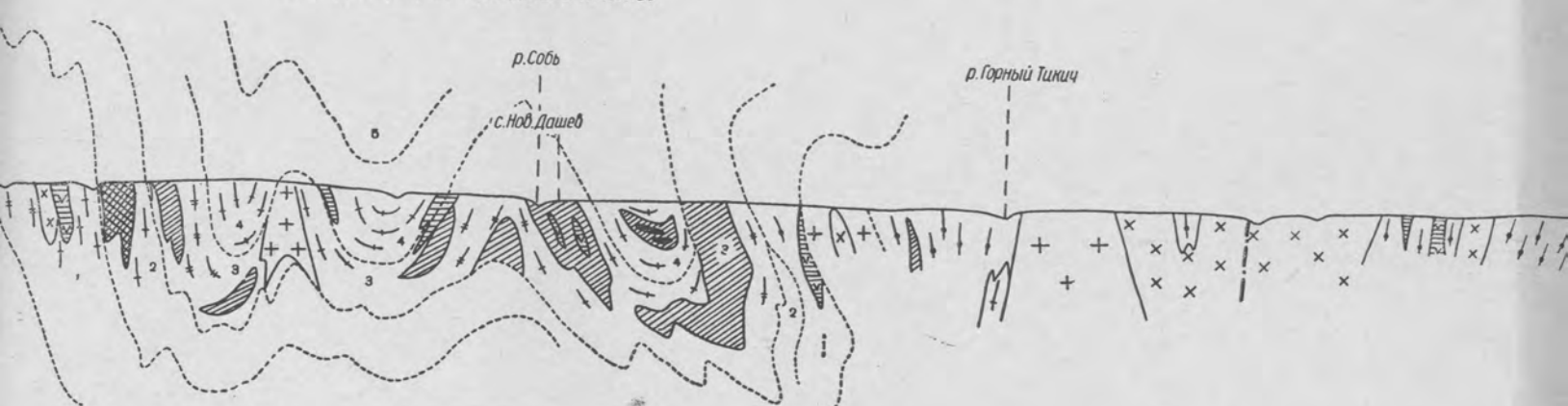
2. Ружин-Володарка



3. Турбов-Пятигоры-Ставище

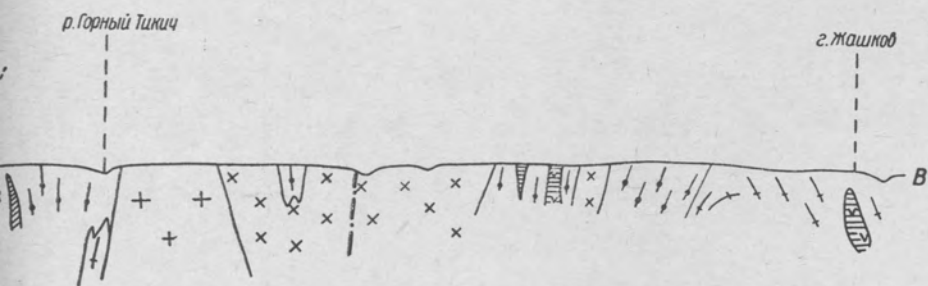
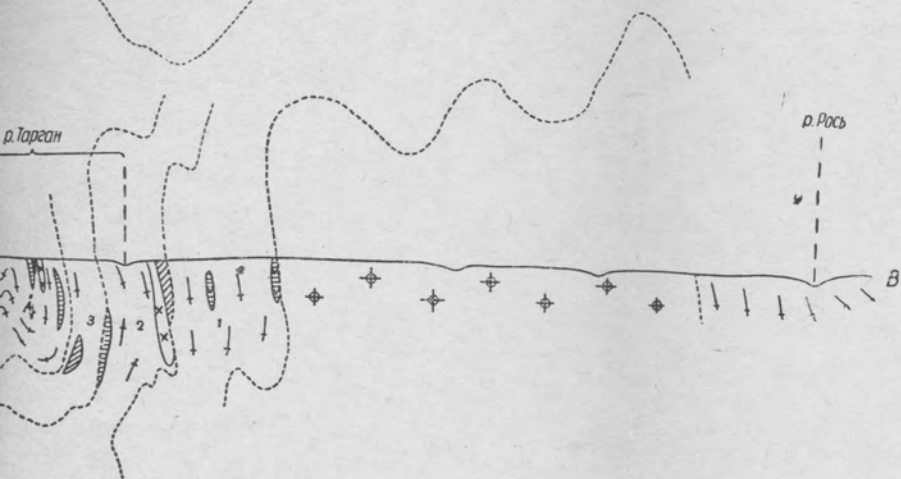
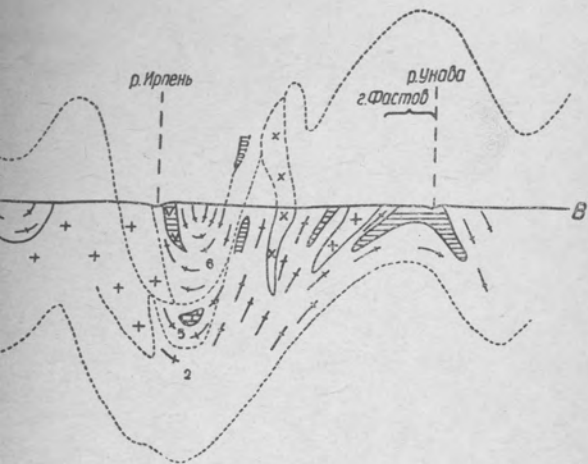


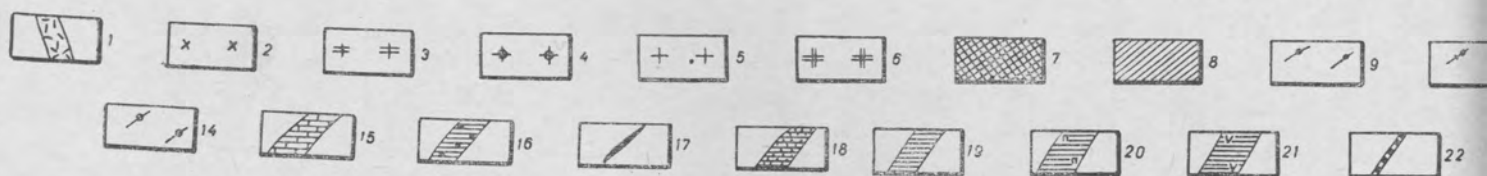
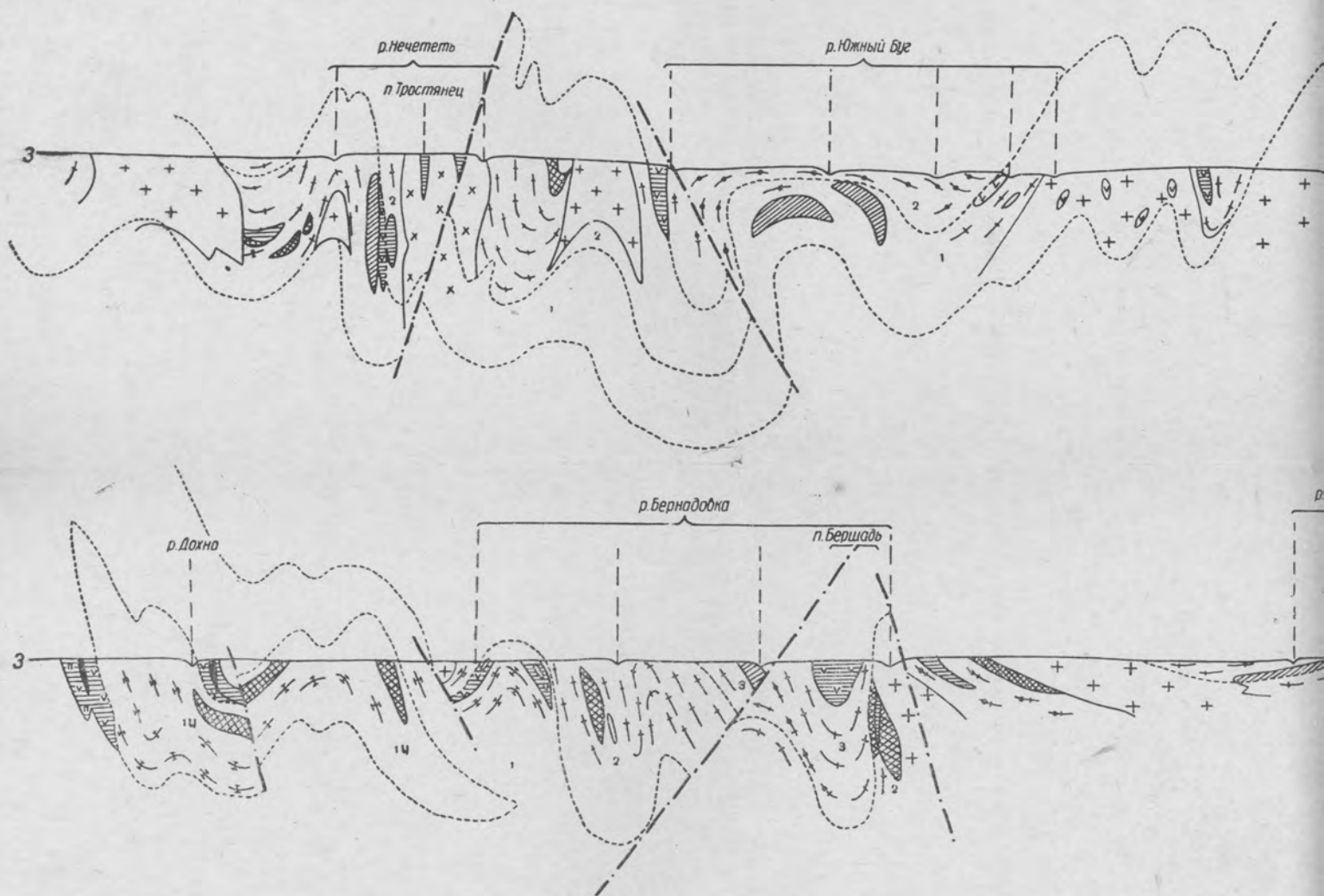
4. Немиров-Брацлав-Ново-Дашев-Жашков



5. Тростянець-Умань-р. Синюха







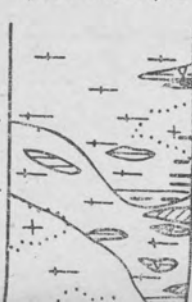
Обобщенная колонка

Формация	толщи	№
Верхняя вулканогенная формация		6
Угliesto-карбонатная формация		5
Железисто-сланцевая формация		4
Вулканогенно-терригенная формация		3

Козиевка-Фастов



Ружин-Володарка



Турбов-Пятигоры-Ставо



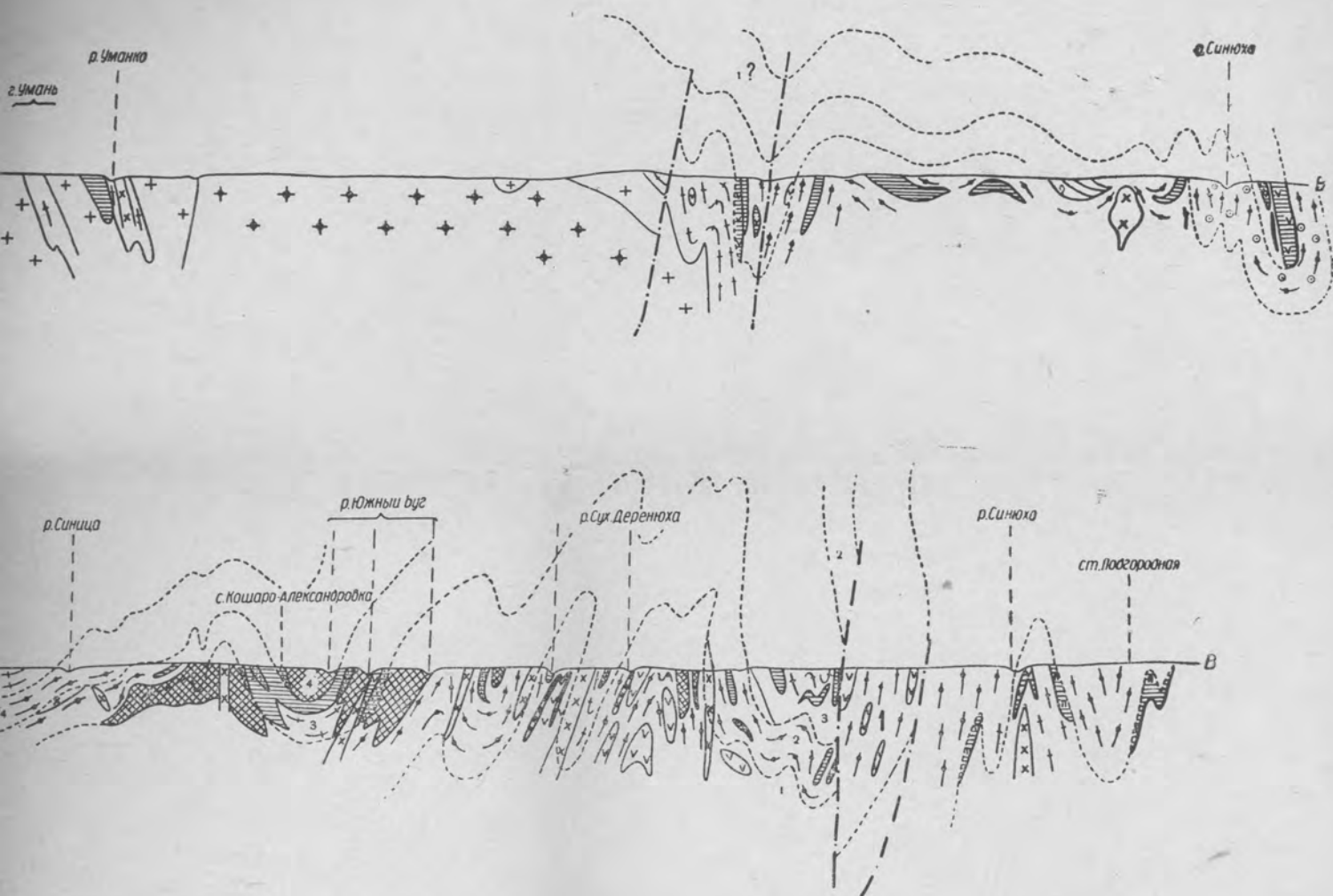
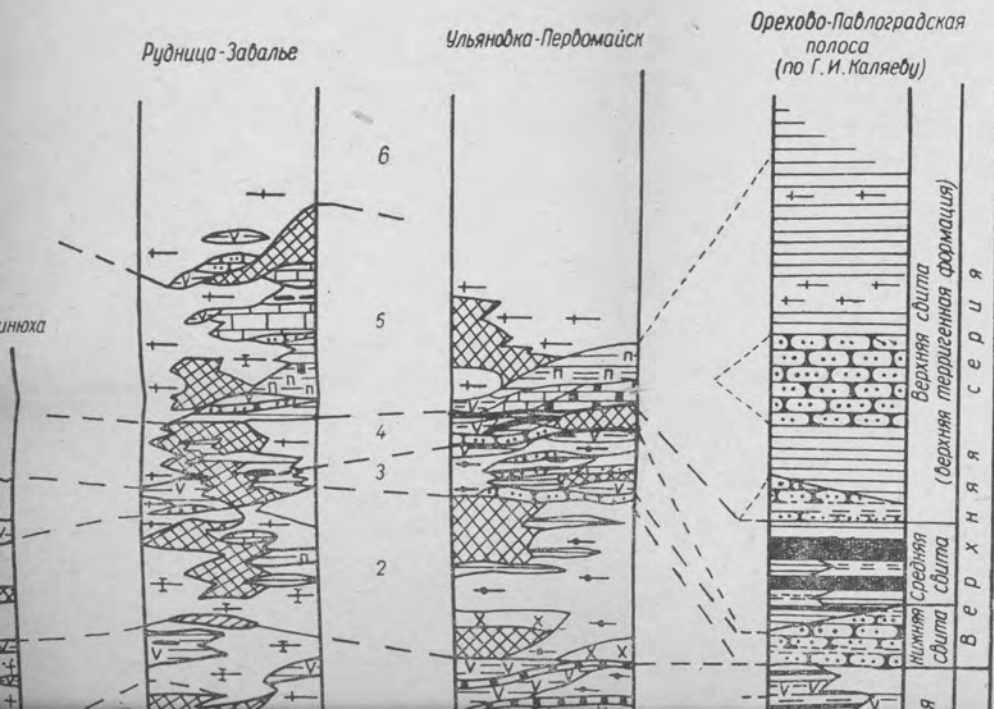
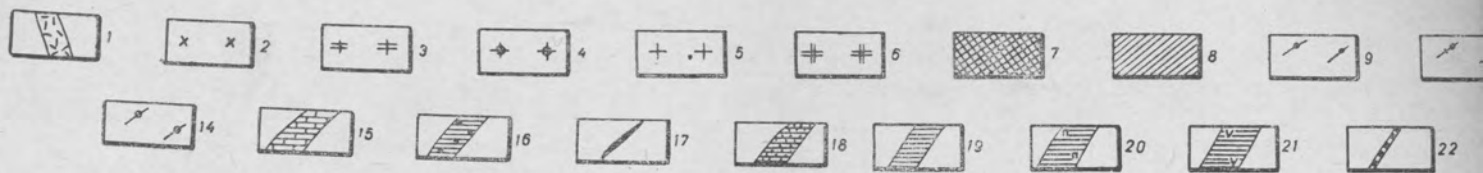


Рис. 28. Схематические геологические разрезы поперек Брусиллов-Одесской полосы:

— нижнекембрийские вулканогенные породы; 2—8 — очень гранитизированные породы: 2 — микроклиновые граниты, 3 — жидкокристаллические граниты, 4 — порфировидные (кировоградские) граниты, 5 — микроклино-плагноклазовые граниты, 6 — гранатосодержащие (чудновобердичевские) граниты, 7 — чарнокиты, 8 — гранодиориты (событы), 9—14 — мигматиты: 9 — микроклиновые, 10 — смешанные, 11 — плагноклазо-микроклиновые, 12 — гранодиоритового состава, 13 — гиперстенсодержащие, 14 — гранатосодержащие (виннициты); 15—22 — метаморфические и другие первичные породы: 15 — известняки, 16 — графитовые гнейсы, 17 — железистые кварциты, 18 — безрудные кварциты, 19 — биотитовые гнейсы; 20 — пироксеновые гнейсы, 21 — амфиболовые гнейсы, 22 — ультраосновные породы, 23 — формации етерево-бугской серии: 1 — нижняя вулканогенная, 2 — терригенная, 3 — вулканогенно-терригенная; 4 — железисто-сланцевая; 5 — железисто-карбонатная, 6 — верхняя вулканогенная; 24—25 — прочие знаки: 24 — контуры распространения формаций; 25 — разломы и другие дизъюнктивные нарушения.





Обобщенная колонка

Формация толщи	№
Верхняя вулканогенная формация	6
Члнсто-карбонатная формация	5
Железисто-сланцевая формация	4
Вулканогенно-терригенная формация	3
Терригенная формация	2
Нижняя вулканогенная формация	1
Подстилающая толща	
Волыно-Подоль-Киродской зоны	
Уманско-градской зоны	

Козиевка-Фастов

Ружин-Володарка

Турбов-Пятигоры-Ст...

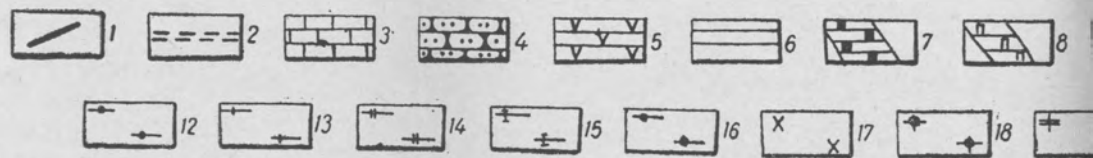
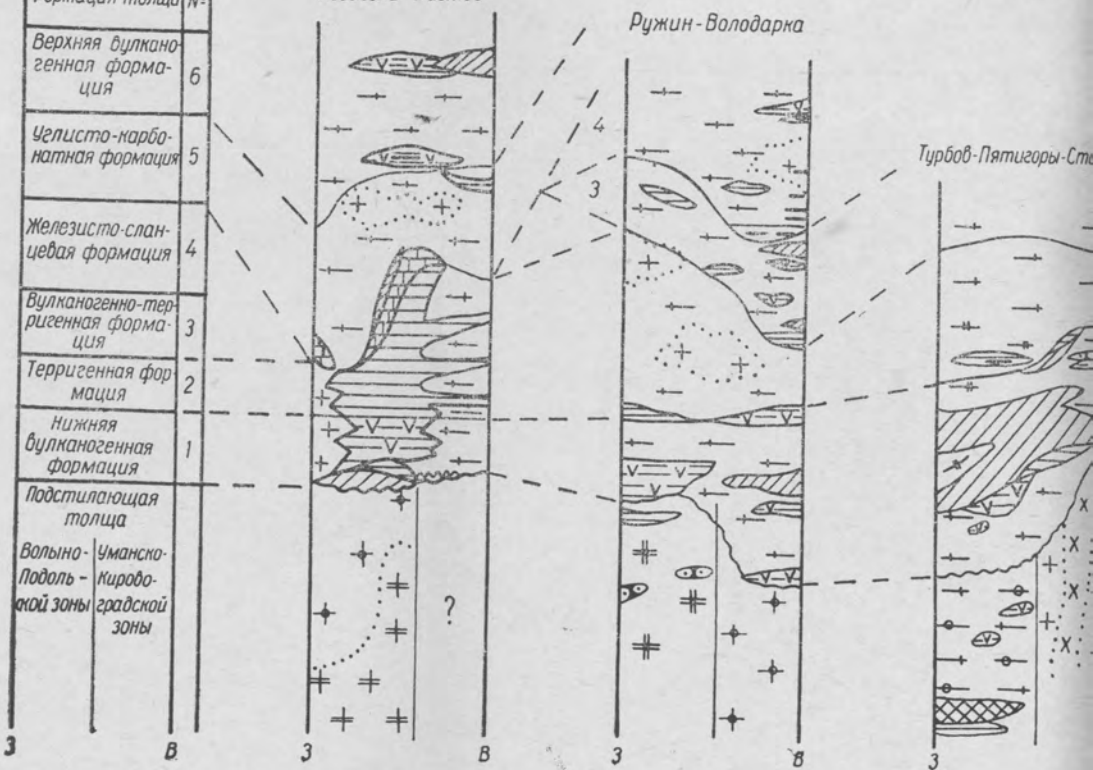


Рис. 29. Схе...

Метаморфические породы: 1 — железобразования (амфиболовые гнейсы); 6 — биотит. Ультраметаморфические породы: 12 — мигматиты микроклиновые, 13 — мигматиты нокитового состава, 16 — гранатосодержащие мигматиты. Гранитоиды: 17 — микроклиновые граниты, 20 — серые микроклин-плагноклазовые граниты.

Рис. 28. Схематические геологические

1 — нижнекембрийские вулканогенные породы; 2—8 — оже-
томские граниты; 4 — порфировидные (кировоградские)
бердичевские граниты, 7 — чарнокиты, 8 — гранодиориты
гноклазо-микроклиновые, 12 — гранодиоритового состава,
фические и другие первичные породы
ные кварциты, 19 — биотитовые гнейсы; 20 — пироксеновые
тетерево-бугской серии: 1 — нижняя вулканогенная,
углисто-карбонатная, 6 — верхняя вулканогенная; 24—25 —
другие

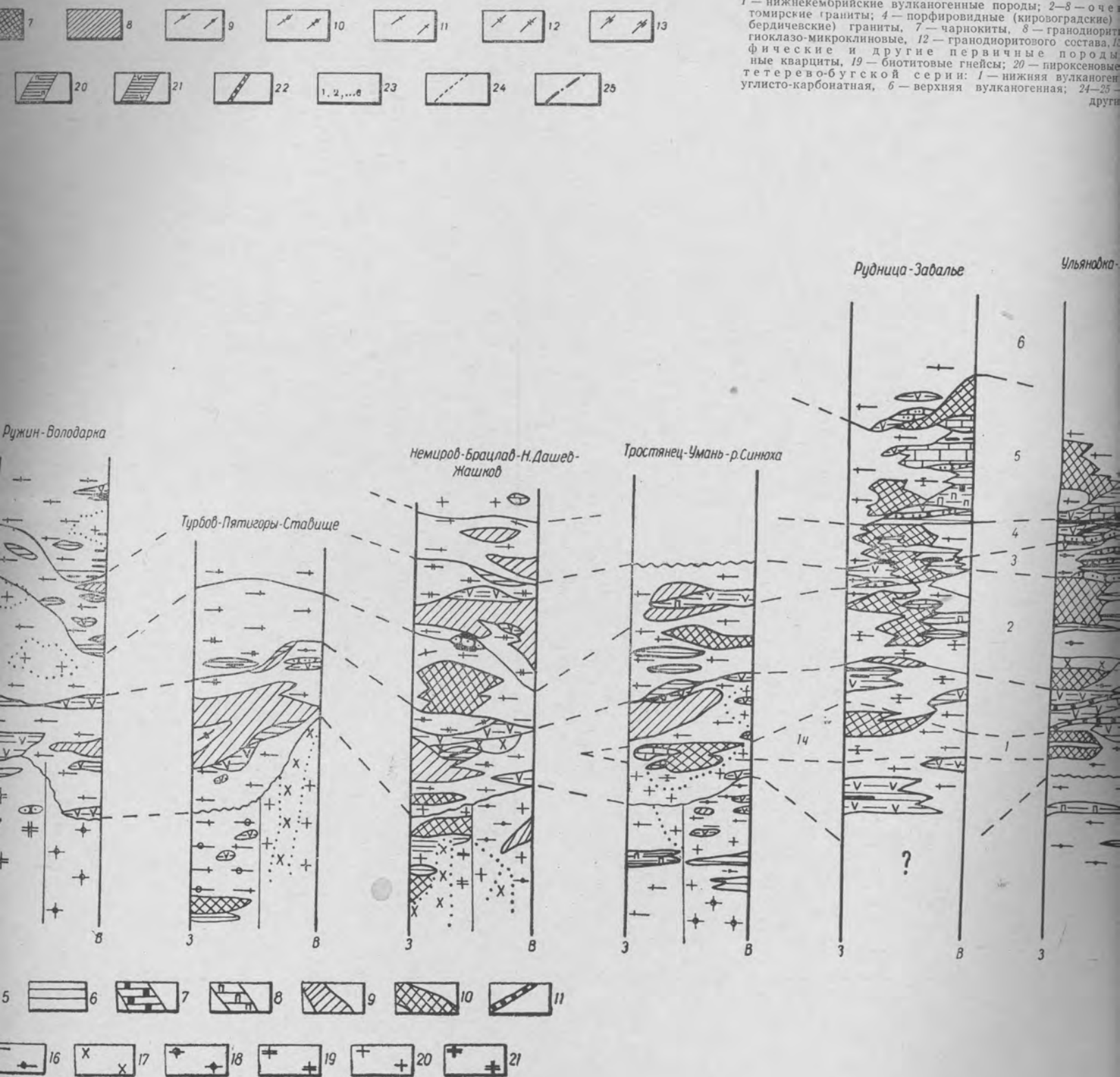
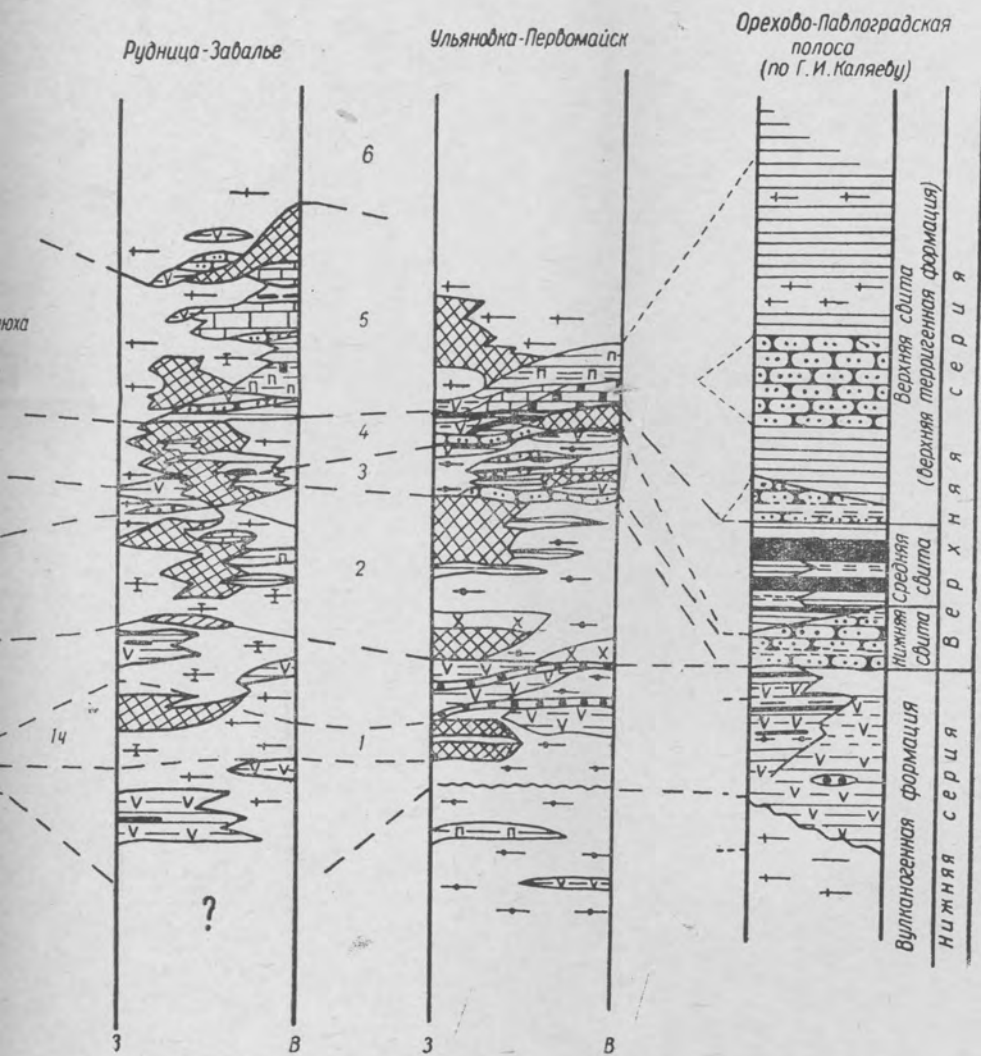


Рис. 29. Схема корреляции формации Брусиллов-Одесской полосы:

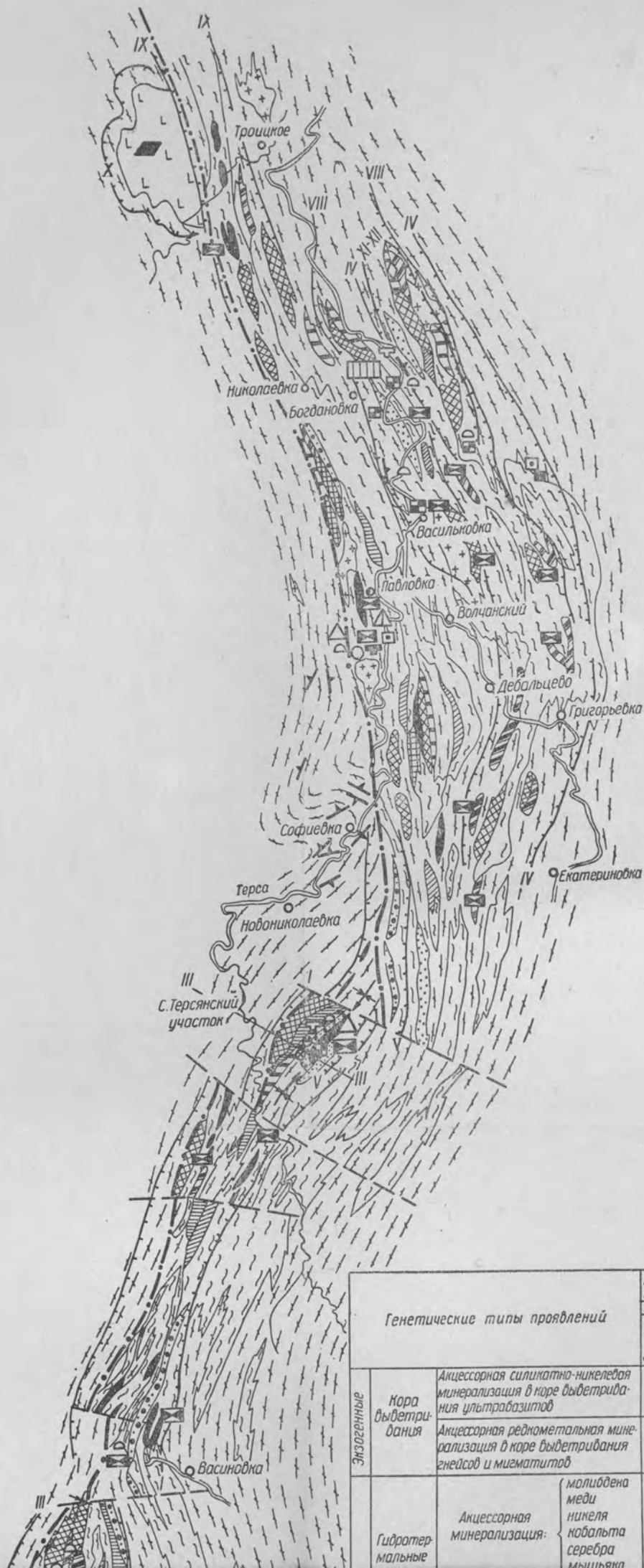
Метаморфические породы: 1 — железистые кварциты, 2 — сланцы, 3 — известняки, 4 — кварциты безрудные, 5 — вулканогенные
образования (амфиболовые гнейсы); 6 — биотитовые гнейсы, 7 — биотито-графитовые гнейсы, 8 — пироксеновые гнейсы.
Ультраметаморфические породы: 9 — гранодиориты по вулканогенным породам, 10 — чарнокиты, 11 — ультрабазиты пластовые,
12 — мигматиты микроклиновые, 13 — мигматиты микроклино-плагноклазовые, 14 — мигматиты гранодиоритового состава, 15 — мигматиты чар-
нокитового состава, 16 — гранатсодержащие мигматиты (виннициты и др.).
Гранитоиды: 17 — микроклиновые граниты, 18 — порфировидные граниты (кировоградские), 19 — серые мелкозернистые (житомирские)
граниты, 20 — серые микроклино-плагноклазовые разнозернистые граниты, 21 — гранатсодержащие (чудново-бердичевские) граниты.

Рис. 28. Схематические геологические разрезы поперек Брусилов-Одесской полосы:

нижекембрийские вулканогенные породы; 2—8—очень гранитизированные породы: 2—микроклиновые граниты, 3—жигитские граниты, 4—порфировидные (кировоградские) граниты; 5—микроклин-плагноклазовые граниты, 6—гранатсодержащие (чудноводичевские) граниты, 7—чарнокиты, 8—гранодиориты (событы), 9—14—мигматиты: 9—микроклиновые, 10—смешанные, 11—плагноклазо-микроклиновые, 12—гранодиоритового состава, 13—гиперстенсодержащие, 14—гранатсодержащие (виннициты); 15—22—метаморфические и другие первичные породы: 15—известняки, 16—графитовые гнейсы, 17—железистые кварциты, 18—безрудные кварциты, 19—биотитовые гнейсы, 20—пироксеновые гнейсы, 21—амфиболовые гнейсы, 22—ультраосновные породы, 23—формации террево-бугской серии: 1—нижняя вулканогенная, 2—терригенная, 3—вулканогенно-терригенная; 4—железисто-сланцевая; 5—железисто-карбонатная, 6—верхняя вулканогенная; 24—25—прочие знаки: 24—контуры распространения формаций; 25—разломы и другие дизъюнктивные нарушения.



рудные, 5—вулканогенные
ейсы.
—ультрабазиты пластовые,
тава, 15—мигматиты чар-
зернистые (житомирские)
ские) граниты.



Генетические типы проявлений		Рудопроявления и этапы геологического развития				
		Тессинклинальные				Платформенные
Экзогенные	Кора выветривания	Акцессорная силикатно-никелевая минерализация в коре выветривания ультрабазитов				◇
		Акцессорная редкометалльная минерализация в коре выветривания гнейсов и мигматитов				■
Гидротермальные	Акцессорная минерализация:	молибдена		▲		
		меди		◇		
		никеля		◇		
		кобальта		◇		
		серебра		○		
		мышьяка		⊗		

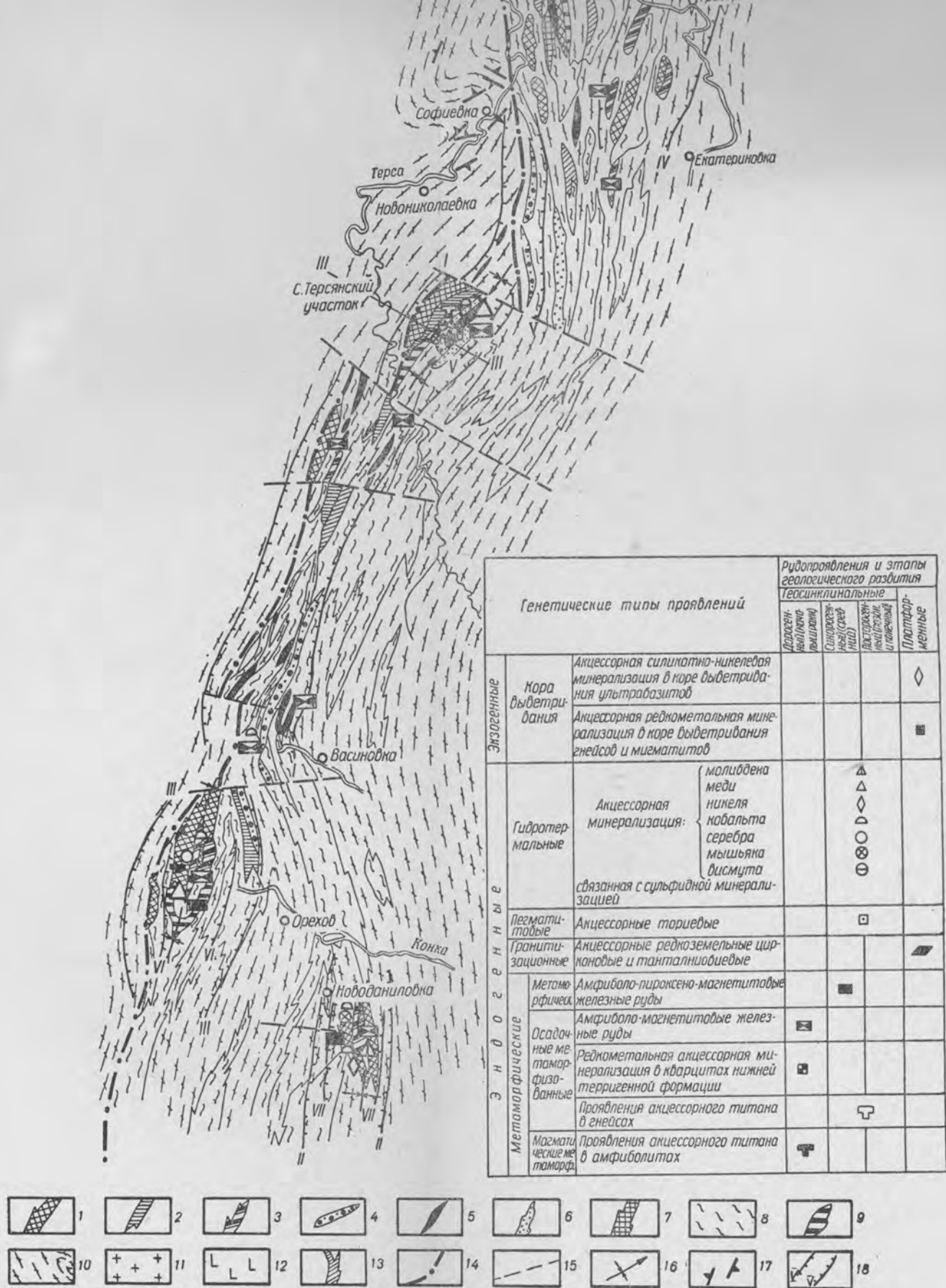


Рис. 18. Схематическая геолого-металлогеническая карта Орехово-Павлоградского рудного пояса:

Вулканогенные и осадочно-метаморфические формации: Зеленокаменная (осадочно-вулканогенная) формация: 1 — амфиболиты; 2 — сланцы хлорито-амфиболовые с прослоями амфиболитов; 3 — нижняя джеспилитовая подформация — пироксено-магнетитовые кварциты зеленокаменной формации. Нижняя терригенная формация: 4 — кварциты с прослоями слюдисто-кварцевых сланцев. Джеспилитовая формация: 5 — амфиболо-магнетитовые кварциты, переслаивающиеся с биотито-гранатовыми гнейсами и биотито-хлорито-амфиболовыми сланцами. Верхняя терригенная формация: 6 — кварциты; 7 — графитовые гнейсы; 8 — стратиграфически нерасчлененные биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы. Магматогенные и ультраметаморфические формации: 9 — ультрабазиты-перидотиты, пироксениты и серпентиниты; 10 — мигматиты плагноклазовые и микроклино-плагноклазовые; 11 — граниты существенно микроклиновые; 12 — сиениты; 13 — скарноиды; 14 — линии предполагаемого Орехово-Павлоградского глубинного разлома; 15 — поперечные тектонические разрывы; 16 — осевые линии синклинальных складок; 17 — элементы залегания пород; 18 — границы металлогенических зон и полей.

Рудные зоны и поля с повышенной металлоносностью и минерализацией: Метаморфогенные (осадочно-метаморфизованные): I — Васинская железорудная зона, II — Новоданиловское железорудное поле, III — Новопавловское железорудное поле, IV — Дебальцево-Васильковское железорудное поле, V — Терсянская зона акцессорной сульфидной и редкоземельной минерализаций. Магматогенные и гидротермальные метаморфизованные поля акцессорной кобальт-никелевой минерализации: VI — Новопавловское, VII — Новоданиловское, VIII — Васильковское, IX — Троицко-Павлоградское, X — Вербовское поле акцессорной редкометалльной минерализации (циркон-тантал-ниобиевое); Экзогенные рудопроявления и акцессорная минерализация: XI — Преображенское силикатно-никелевое, XII — Преображенское молибдено-медное.



Рис. 7. Схема геологического строения и металлогенического районирования Украинского полуострова.

Образование тектоно-гранитизационных циклов: 1 — нижнекембрийские вулканиты, 2 — верхнего протерозоя, 3 — нижнего протерозоя, 4 — верхнего архея, 5 — нижнего архея. Породы внутри циклов: 6 — гранитоиды осницкого комплекса, 7 — кварциты и сланцы овручской серии, 8 — породы приазовского щелочного комплекса, 9 — интрузивные гранитоиды коростенского, приазовского и токовского комплексов, 10 — основные породы коростенского комплекса, 11 — омоложенные граниты (уманские и др.), 12 — ре-

оморфизованные граниты (житомирские и др.), 13 — гранодиориты (собины), 14 — чарнокиты, 15 — мигматиты и «метасоматические» граниты, 16 — железистые породы, 17 — гнейсы различных типов, 18 — амфиболиты.

Структурные и другие знаки: 19 — контур распространения пород одного цикла, 20 — то же — предполагаемый, 21 — важнейшие дизъюнктивные нарушения, 22 — слоистость пород, 23 — контур распространения однотипных пород, 24 — границы распространения па-



геологического строения и металлогенического районирования Украинского щита:

оморфизованные граниты (житомирские и др.), 13 — гранодиориты (собиты), 14 — чарнокиты, 15 — мигматиты и «метасоматические» граниты, 16 — железистые породы, 17 — гнейсы различных типов, 18 — амфиболиты.

Структурные и другие знаки: 19 — контур распространения пород одного цикла, 20 — то же — предполагаемый, 21 — важнейшие дизъюнктивные нарушения, 22 — слоистость пород, 23 — контур распространения однотипных пород, 24 — границы распространения па-

леозойских и триасовых осадочно-вулканогенных комплексов, 25 — абсолютный возраст (млрд. лет).

Металлогеническое районирование: 26 — границы провинций и областей (I — Днепровская, или Украинская, железорудная провинция, II — Приазовская щелочная область, III — Брусилов-Одесская). Границы металлогенических зон: 27А — Криворожско-Кременчугская, 28Б — Верховцевско-Никопольская, 29В — Белозерско-Запорожско-Павлоградская, 30Г — Брусилов-Одесская.

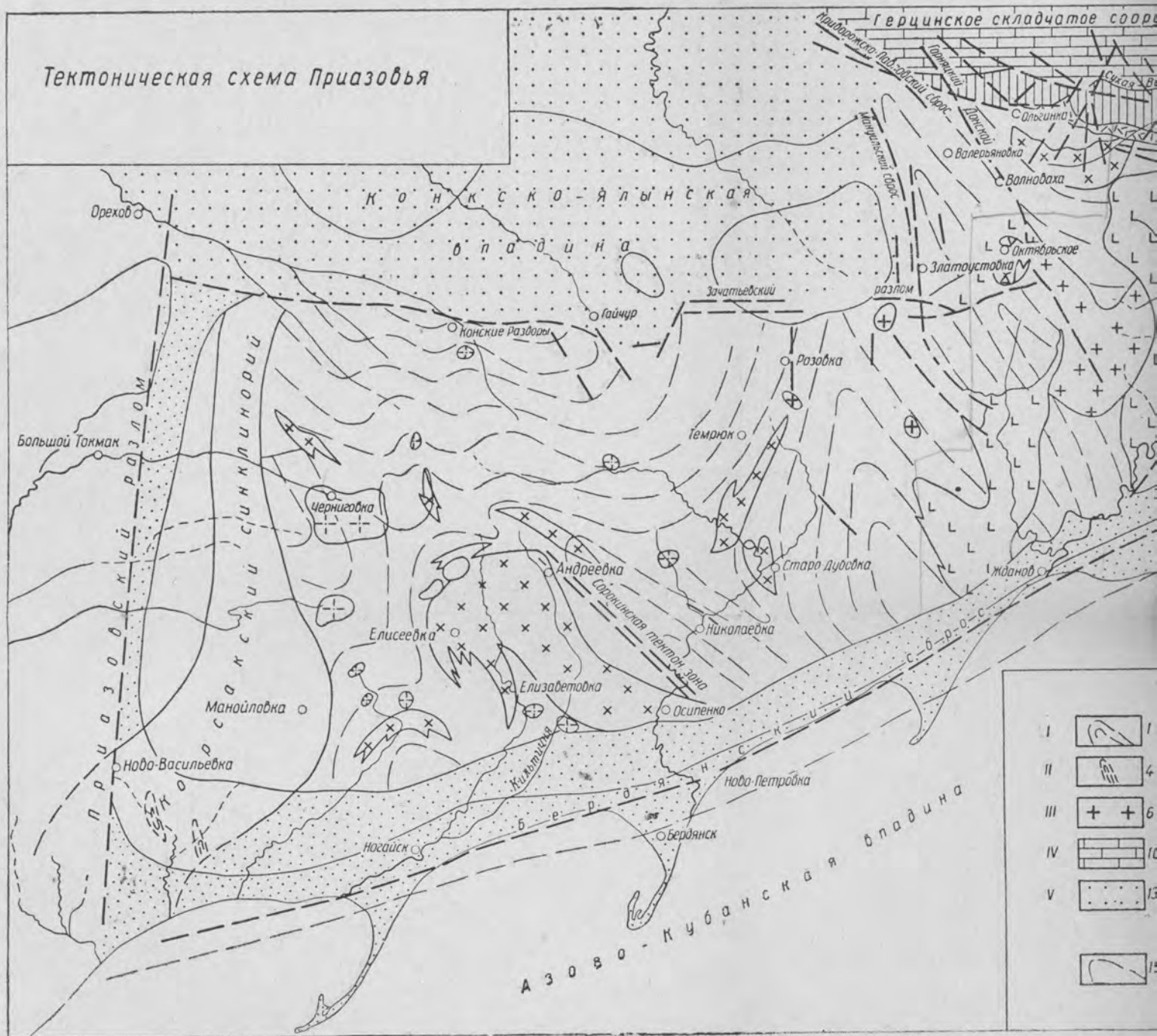


Рис. 26. Тектоническая схема Приазовья:

Область архейской складчатости: 1—зона архейской складчатости, сложенная мигматито-гнейсовым комплексом Приазовья, 2—ультраметаморфические породы состава диоритов, гранодиоритов, преимущественно в ядрах антиклиналей, 3—синорогенные массивы гранитоидов, аналогичных кировоградско-житомирскому комплексу. Область нижнепротерозойской (?) складчатости: 4—область нижнепротерозойской субмеридиональной складчатости, 5—интрузивные массивы, связанные с нижнепротерозойской (?) складчатостью (андольские граниты). Верхнепротерозойские (послеплатформенные) интрузивы: 6—массивы гранитов Каменных Могил (?), 7—массивы габбро-перидотито-пироксенитов, 8—массивы субщелочных граносиенитов, 9—ультращелочные образова-

ния (мариуполиты, фойиты). Область герцинского складчатого сооружения Донбасса, 11—зона сочленения Приазовского и Донбасского дайко-эффузивного комплекса (палеобазальты, андезиты, трахиты, малиниты). Впадина докембрийской платформы, образованная альпийским орогенезом: 13—Конское Приазовское кристаллическое массива, перекрытые м.и. Прочие условные обозначения: 1—нижняя порода гнейсово-мигматитового комплекса, 16—полагаемые, 17—изогипсы поверхности

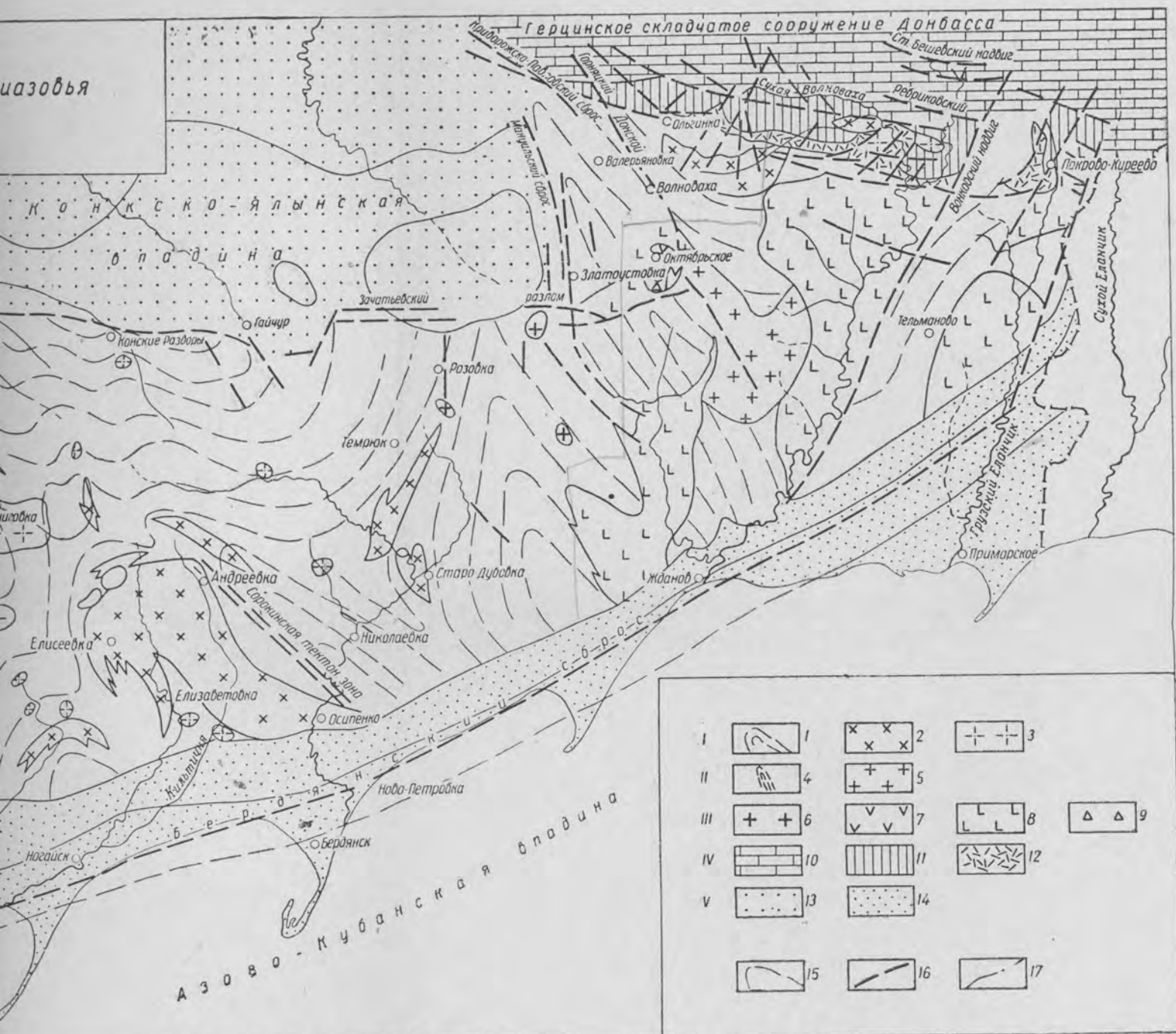


Рис. 26. Тектоническая схема Приазовья:

и складчатости: 1 — зона архейской складчатости, 2 — ультраметаморфические гранодиориты, преимущественно в ядрах антиклиналей, 3 — гранитоидов, аналогичных кировоградско-житомирскому и жнепротерозойской (?) складчатости: 4 — жнепротерозойской (?) складчатости, 5 — интрузивные жнепротерозойской (?) складчатости (андольские гранитоиды (после платформенные) интрузии Каменных Могили (?), 7 — массивы габбро-перидотитов-пироксенитов, 9 — ультращелочные образова-

ния (мариуполиты, фойяиты). Область герцинид: 10 — складчатое сооружение Донбасса, 11 — зона сочленения Приазовского массива с Донбассом, 12 — породы дайково-эффузивного комплекса (палеобазальты, диабазы, порфиры, андезиты, трахиты, малиниты). Впадины и склоны в пределах докембрийской платформы, образование которых связано с альпийским орогенезом: 13 — Конско-Ялынская впадина, 14 — склоны Приазовского кристаллического массива, перекрытые мезо-кайнозойскими отложениями. Прочие условные обозначения: 15 — общее направление простирающихся пород гнейсово-мigmatитового комплекса, 16 — разломы (установленные и предполагаемые), 17 — изогипсы поверхности докембрийских пород.



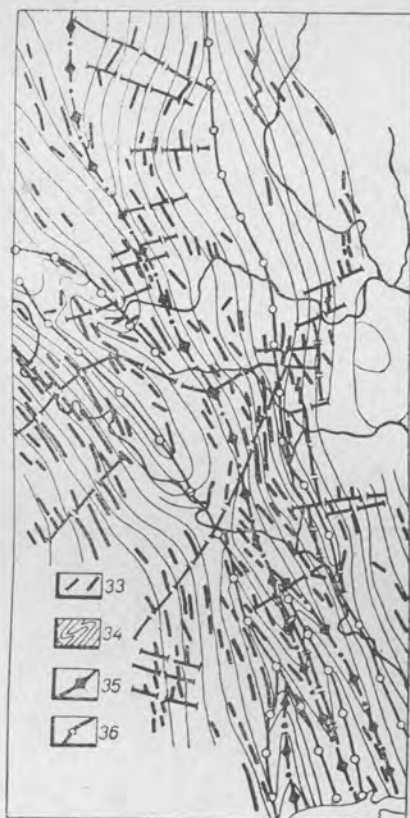
а



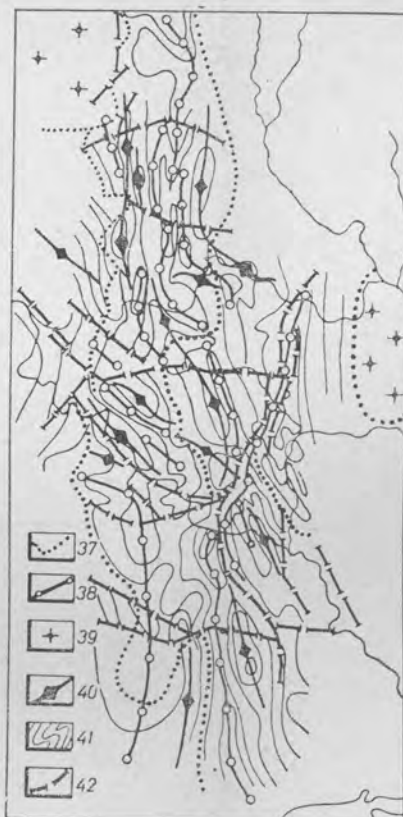
б



в



г



д

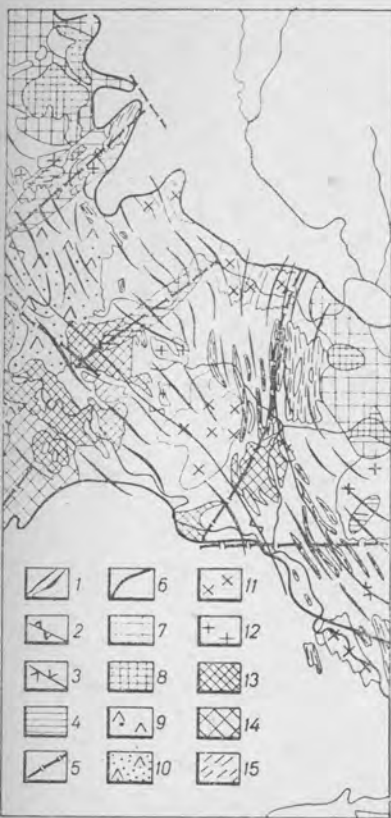
Рис. 27. Сопоставление тектонических схем по Брусилов-Одесской части Украинского щита.

а — по А. Н. Козловской: 1 — направление складчатости; 2 — оси синклиний; 3 — оси антиклинорий; 4 — зоны катаклаза и милонитизации; 5 — важнейшие разломы; 6 — контур Украинского щита; 7 — гранитоиды коростенского комплекса; 8 — основные породы коростенского комплекса; 9 — чудново-бердичевские граниты; 10 — гранатовые мигматиты (виннициты); 11 — кировоградские граниты; 12 — житомирские и трахитоидные граниты; 13 — чарнокиты, собиты и связанные с ними породы подольского комплекса; 14 — подольские граниты; 15 — древнейший гнейс.

б — по И. С. Усенко (1958): 16 — складчатые структуры гнейсо-мигматитовой толщи; 17 — бердичевские граниты; 18 — основные и ультраосновные породы; 19 — житомирские и кировоградские граниты, гранодиориты; 20 — розовые граниты; 21 — основные породы коростенского комплекса; 22 — граниты Ново-Украинки; 23 — гранитоиды коростенского комплекса; 24 — разломы; 25 — границы Украинского щита.

в — по В. Г. Бондарчуку и Н. П. Семенову (1959): 26 — Волинно-Подольская зона нижнеархейской складчатости; 27 — верхний ярус нижнеархейской складчатости; 28 — контур Украинского щита; 29 — протерозойские интрузии габбро, базальт — граниты; 29а — область верхнеархейской складчатости; 30 — интрузии гранитов верхнего яруса нижнеархейской складчатости; 31 — общее направление простираания пород, не заштриховано — побужская зона нижнеархейской складчатости; 32 — по Г. К. Кузлову (1957): 33 — оси магнитных аномалий, 34 — структурные линии реставрационных складок; 35 — оси антиклинорий; 36 — оси синклиний.

д — по А. К. Прусс: 37 — контур Брусилов-Одесской полосы; 38 — оси синклиний; 39 — интрузии коростенского комплекса; 40 — оси антиклинорий; 41 — линии простираания пород; 42 — разломы.



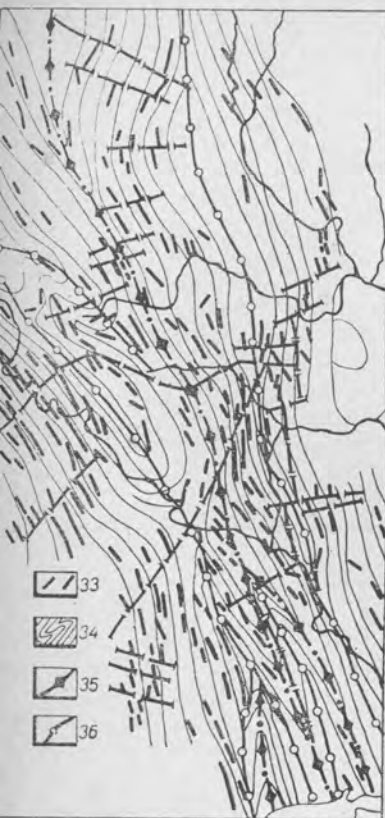
а



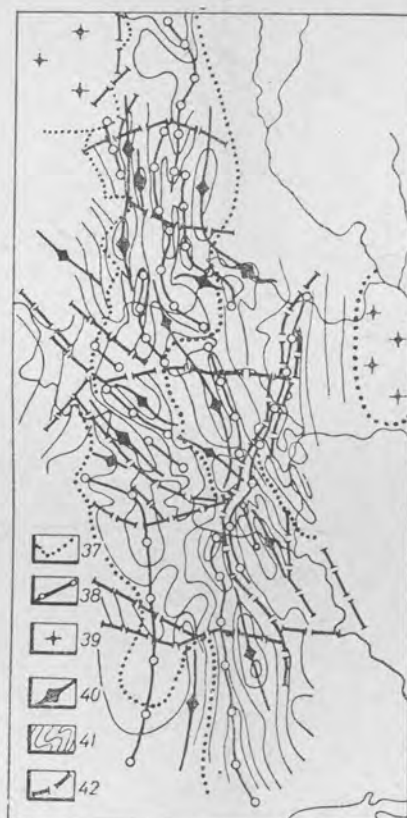
б



в



г



д

Рис. 27. Сопоставление тектонических схем по Брусиллов-Одесской части Украинского щита.

а — по А. Н. Козловской: 1 — направление складчатости; 2 — оси антиклинорий; 3 — оси синклинорий; 4 — зоны катаклаза и милонитизации; 5 — важнейшие разломы; 6 — контур Украинского щита; 7 — гранитоиды коростенского комплекса; 8 — основные породы коростенского комплекса; 9 — чудновобердичевские граниты; 10 — гранатовые мигматиты (виннициты); 11 — кировоградские граниты; 12 — житомирские и трахитоидные граниты; 13 — чарнокиты, события и связанные с ними породы подольского комплекса; 14 — подольские граниты; 15 — древнейшие гнейсы.

б — по И. С. Усенко (1958): 16 — складчатые структуры гнейсо-мигматитовой толщи; 17 — бердичевские граниты; 18 — основные и ультраосновные породы; 19 — житомирские и кировоградские граниты, гранодиориты; 20 — розовые граниты; 21 — основные породы коростенского комплекса; 22 — граниты Новоукраинки; 23 — гранитоиды коростенского комплекса; 24 — разломы; 25 — границы Украинского щита.

в — по В. Г. Бондарчуку и Н. П. Семенову (1959): 26 — Вольно-Подольская зона нижнеархейской складчатости; 27 — верхний ярус нижнеархейской складчатости; 28 — контур Украинского щита; 29 — протерозойские интрузии габбро, белое — граниты; 29а — область верхнеархейской складчатости; 30 — интрузии гранитов верхнего яруса нижнеархейской складчатости; 31 — общее направление простирания пород, не заштриховано — побужская зона нижнеархейской складчатости; 32 — по Г. К. Кужелову (1957): 33 — оси магнитных аномалий; 34 — структурные линии реставрационных складок; 35 — оси антиклинорий; 36 — оси синклинорий.

д — по А. К. Прусс: 37 — контур Брусиллов-Одесской полосы; 38 — оси синклинорий; 39 — интрузии коростенского комплекса; 40 — оси антиклинорий; 41 — линии простирания пород; 42 — разломы.



Рис. 33. Металлогеническая схема Восточных Карпат (по Е. К.

1 — флишевая часть Карпат; 2 — Утесовая (Пеннинская) зона. Неогеновые впадины: 3 — Паннонская, 4 — от Трансильванской впадины; 5 — Трансильванская, 6 — Южно- и Восточно-Словацкая, 7 — Малая Венгерская, 8 — 13 — андезитовые, дацитовые и риолитовые пирокласты, 14 — андезиты, дациты, риолиты, 15 — агит-порфиры, порфиры, порфиритоиды, 17 — нефелиновые сиениты, дитронты, 18 — гранодиориты (банатиты), 19 — диориты, 21 — зеленые сланцы, филлиты, доломиты, кварциты, мраморы, амфиболитовая фация, серпентиниты и палеозойских провинций: I — Западнокарпатская; II — Северовенгерских островных гор; III — Выгорлат-Харгитская; IV — 23 — границы металлогенических зон: Ia — Малокарпатско-Высокотатринская; Ib — Штьявницко-Кремницкая; Ic — лат-Гутинская, IIIb — Кэлиман-Харгитская, Va — Бихорская, Vb — Мурешская, VIa — Банатская; VIb — Черна-Фат

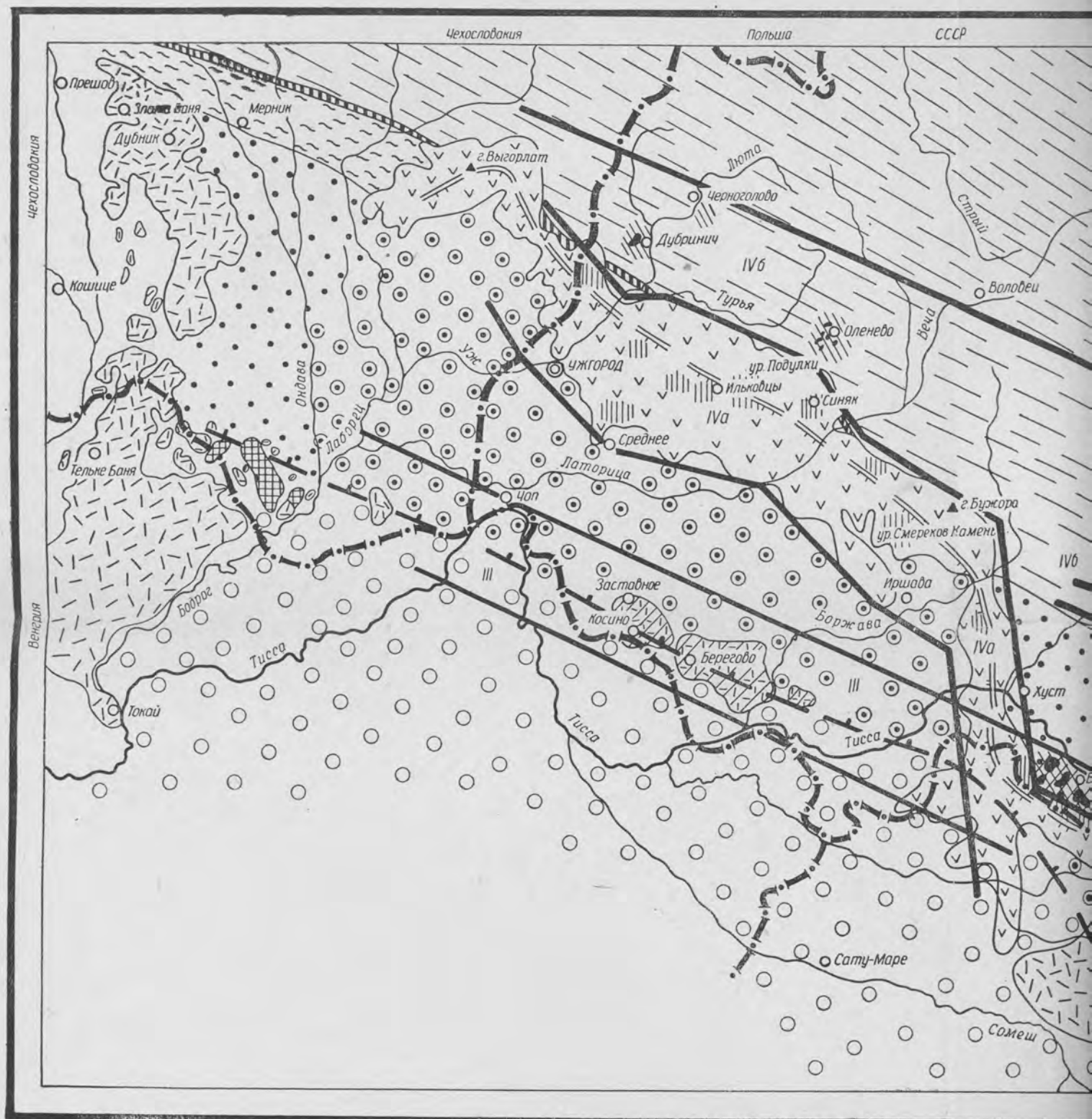
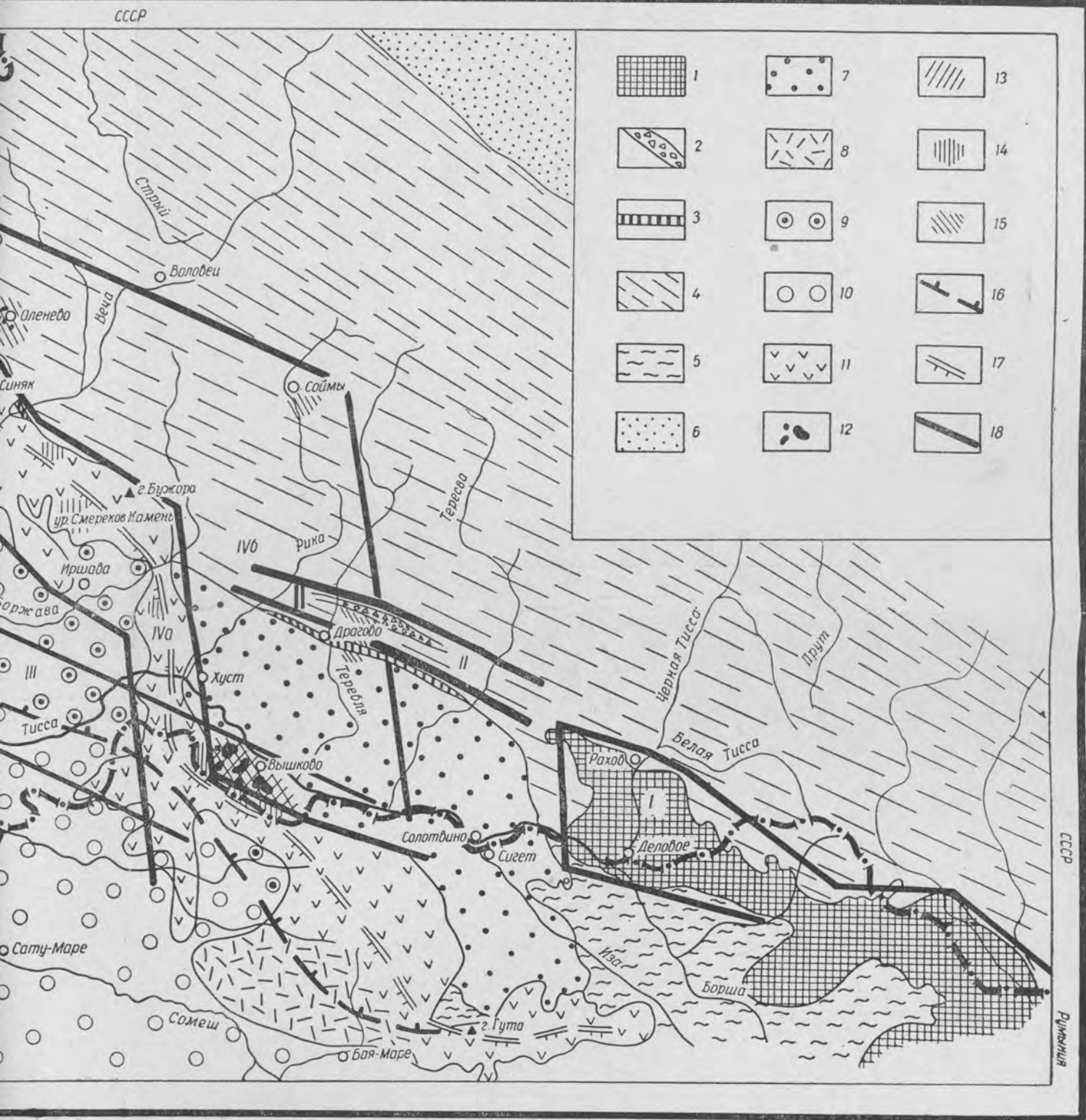


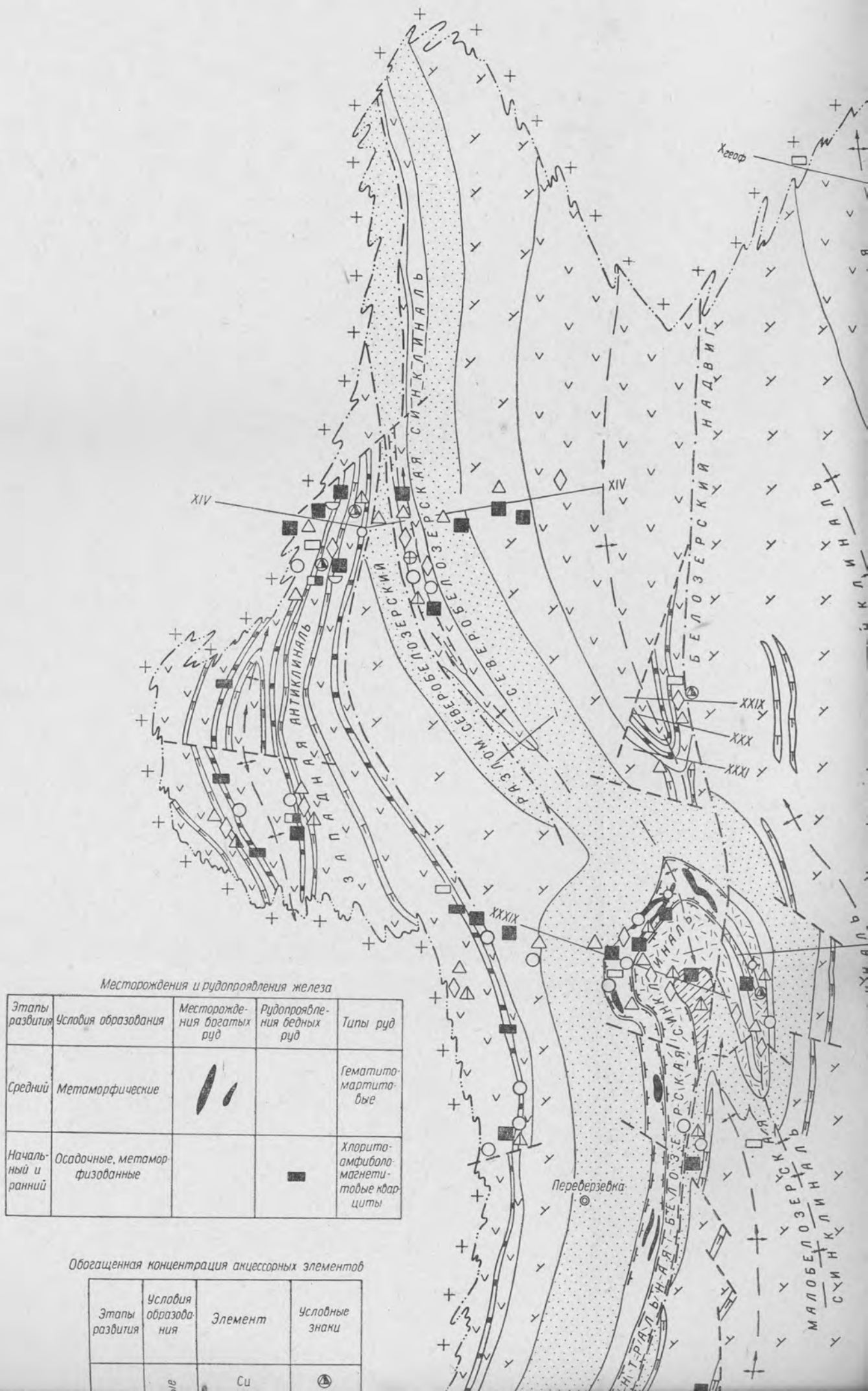
Рис. 34. Схема эндогенной металлогении Украинских

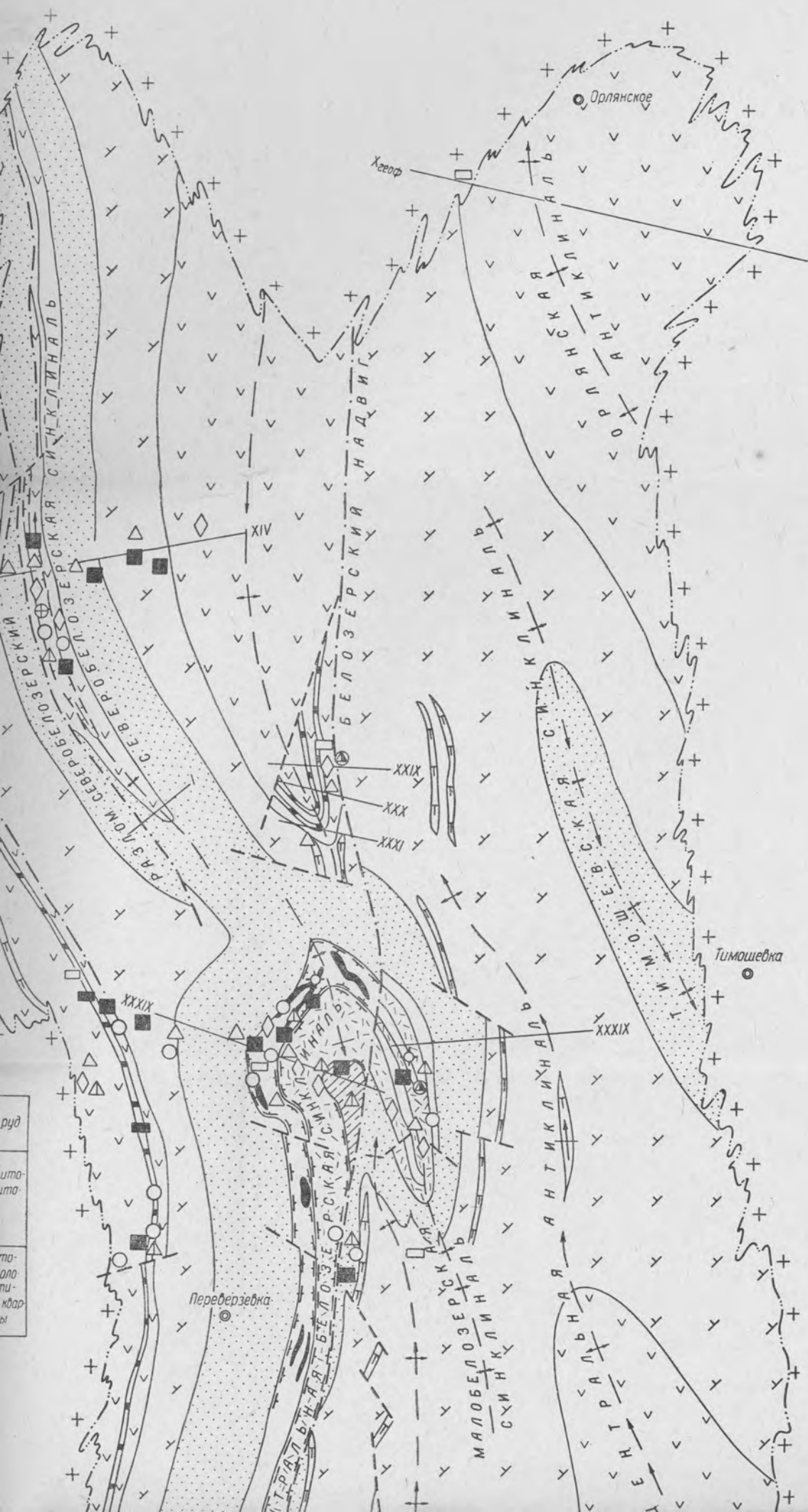
1 — кристаллические породы докембрийского фундамента, 2 — Северная Утесовая зона, 3 — Южная Утесовая зона, 4 — Предкарпатский передовой прогиб, 5 — Закарпатский передовой прогиб, 6 — Предкарпатский передовой прогиб, 7 — Закарпатский внутренний прогиб, 8 — тортонский фундамент Закарпатского внутреннего прогиба, 9 — Венгерская депрессия с фундаментом Венгерского массива, 10 — интрузии, 11 — рудные поля первого этапа послемагматической деятельности, 12 — основные послемагматической деятельности, 13 — районы развития ртутной и мышьяково-сурьмяной гидротермальной деятельности, 14 — условная линия структурного шва Телькебания — Берегово — Бая-Марская, 15 — условная линия Венгерских зон: I — Раховская металлогеническая зона; II — Лужанско-Тереблянская металлогеническая зона; III — Венгерская зона; IVa — Выгорлат-Гутинская металлогеническая подзона; IVb — Мерник — Драгово — Вышковская



Эндемичная металлогения Украинских Карпат:

1 — Утесовая зона, 3 — Южная Утесовая зона, 4 — Карпатская флишевая область, 5 — Внутрикратовский депрессивный прогиб, 8 — тортон-сарматские вулканические породы, 9 — Венгерская депрессия, 10 — депрессия с фундаментом Венгерского срединного массива, 11 — верхнеплиоценовые вулканические породы, 12 — основные районы распределения вторичных кварцитов второго этапа метаморфической деятельности, 13 — основные районы распределения вторичных кварцитов второго этапа метаморфической деятельности, 14 — основные районы распределения вторичных кварцитов второго этапа метаморфической деятельности, 15 — основные районы распределения вторичных кварцитов второго этапа метаморфической деятельности, 16 — основные районы распределения вторичных кварцитов второго этапа метаморфической деятельности, 17 — условная линия Выгорлат-Гутинского структурного шва, 18 — контуры металло-термальной металлогенической зоны, 19 — Телькебания — Берегово — Бая-Марская металлогеническая зона, 20 — Мерник — Драгово — Вышковская металлогеническая подзона.





Месторождения и рудопроявления железа

Этапы развития	Условия образования	Месторождения богатых руд	Рудопроявления бедных руд	Типы руд
Средний	Метаморфические	11		Гематитомартитовые
Начальный и ранний	Осадочные, метаморфизованные		■	Хлорито-амфиболо-магнетитовые кварциты

Обогащенная концентрация анцессорных элементов

Этапы развития	Условия образования	Элемент	Условные знаки
Синорогенный (средний)	Гидротермальные	Cu	⊙
		Mo	□
		Ag	△
		As	⊠
Синорогенный (средний)	Метаморфогенные	Bi	■
		Рассеянная минерализация в железистых кварцитах	○
		Анцессорная кластогенная минерализация	■
Доорогенный (начальный и ранний)	Магматогенные	Mn	⊕
		Cr	∪
		Ni	◇
		Co	△

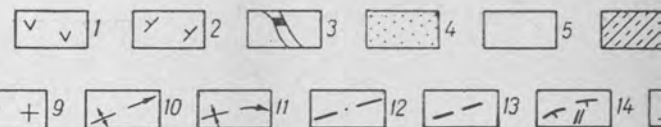
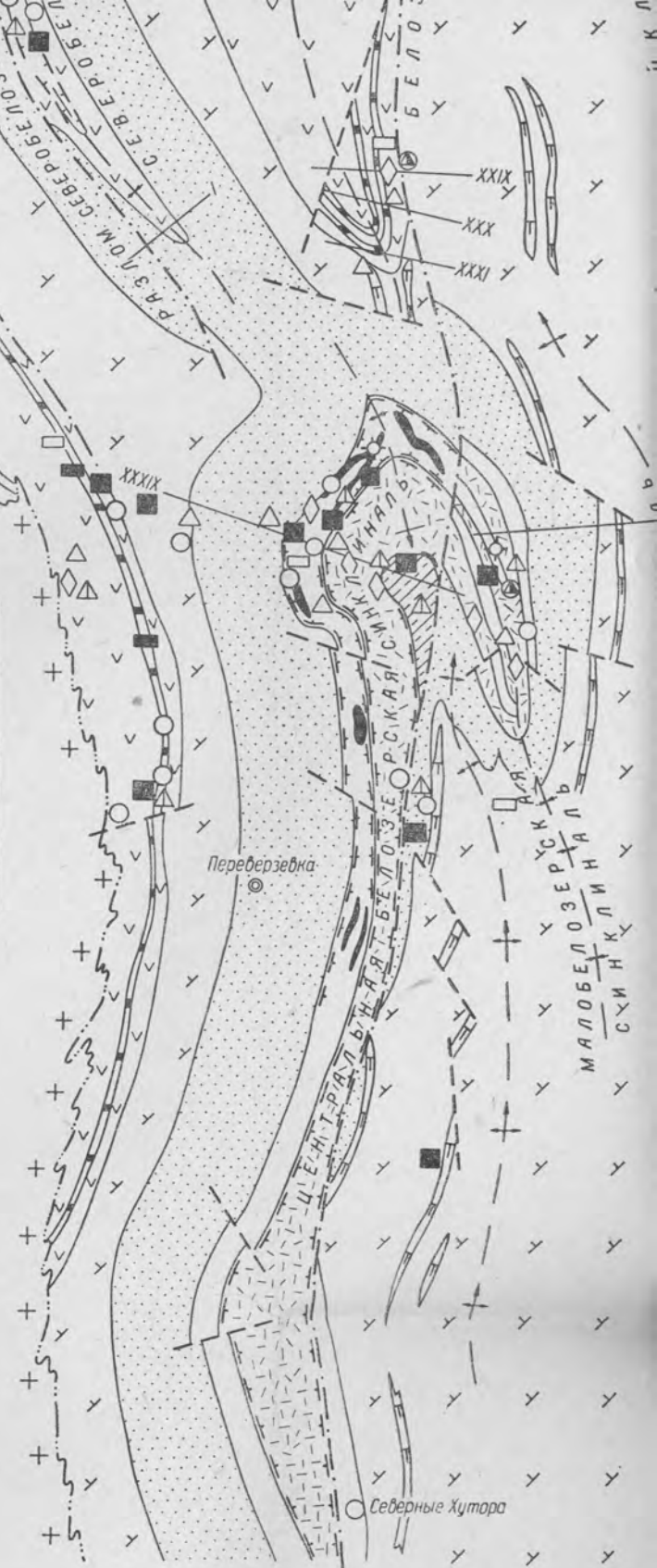
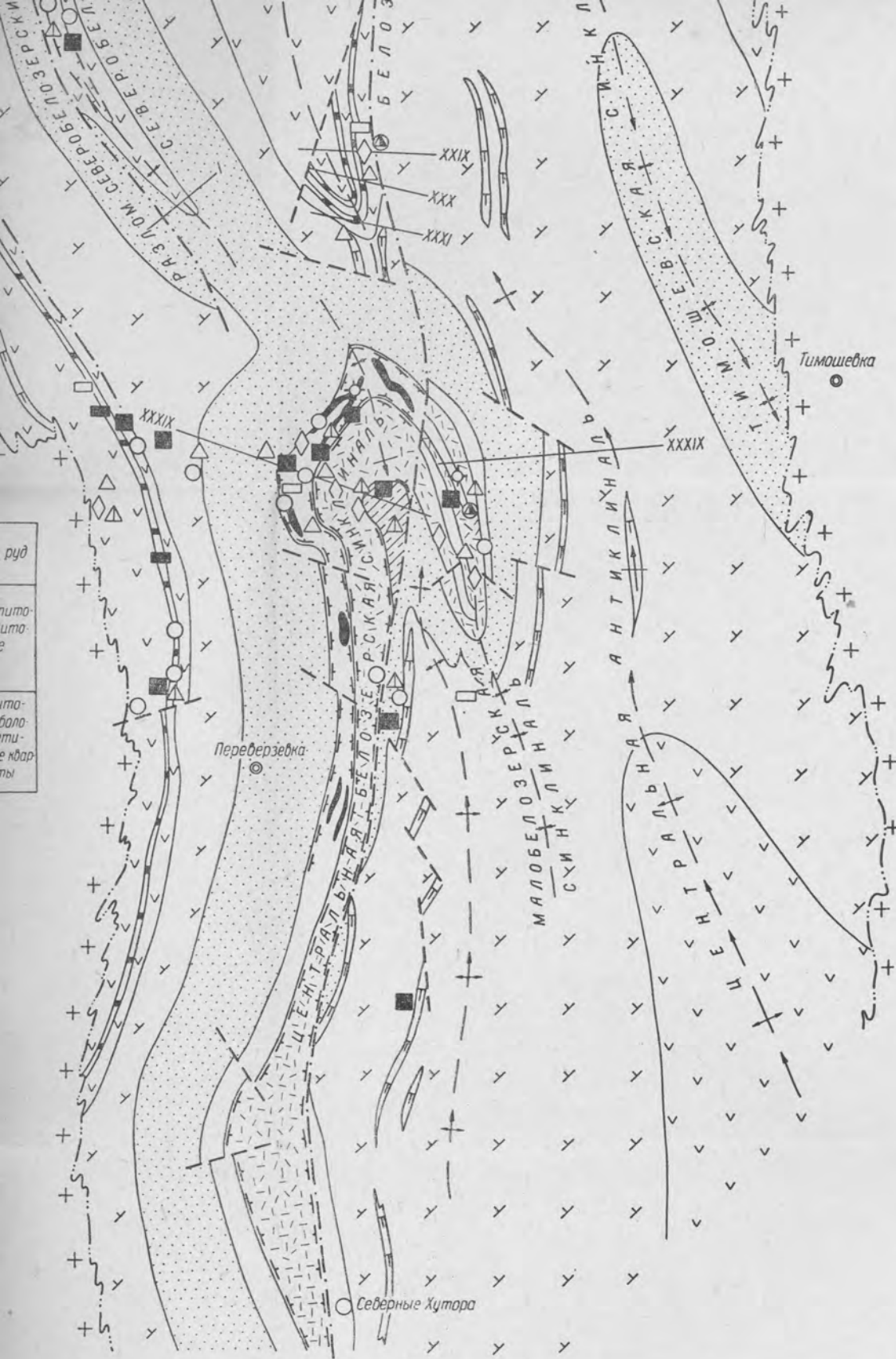


Рис. 15. Схематическая металлогеническая карта Белозерского железорудного района:

Формации и породы доорогенных этапов: 1 — диабазо-спилитовая; 2 — кератофиро-сланцевая; 3 — железистые кварциты в диабазо-спилитовой формации; 4 — нижняя существенно терригенная; 5 — джеспилитовая; 6 — верхняя терригенно-вулканогенная; 7 — карбонатно-тальковые и хлорито-серпентиновые сланцы внутри диабазо-спилитовой и кератофиро-сланцевой формации; 8 — серпентиниты. Формация орогенного этапа: 9 — гранитоидная (мigmatиты и граниты микроклино-плагноклазовые).

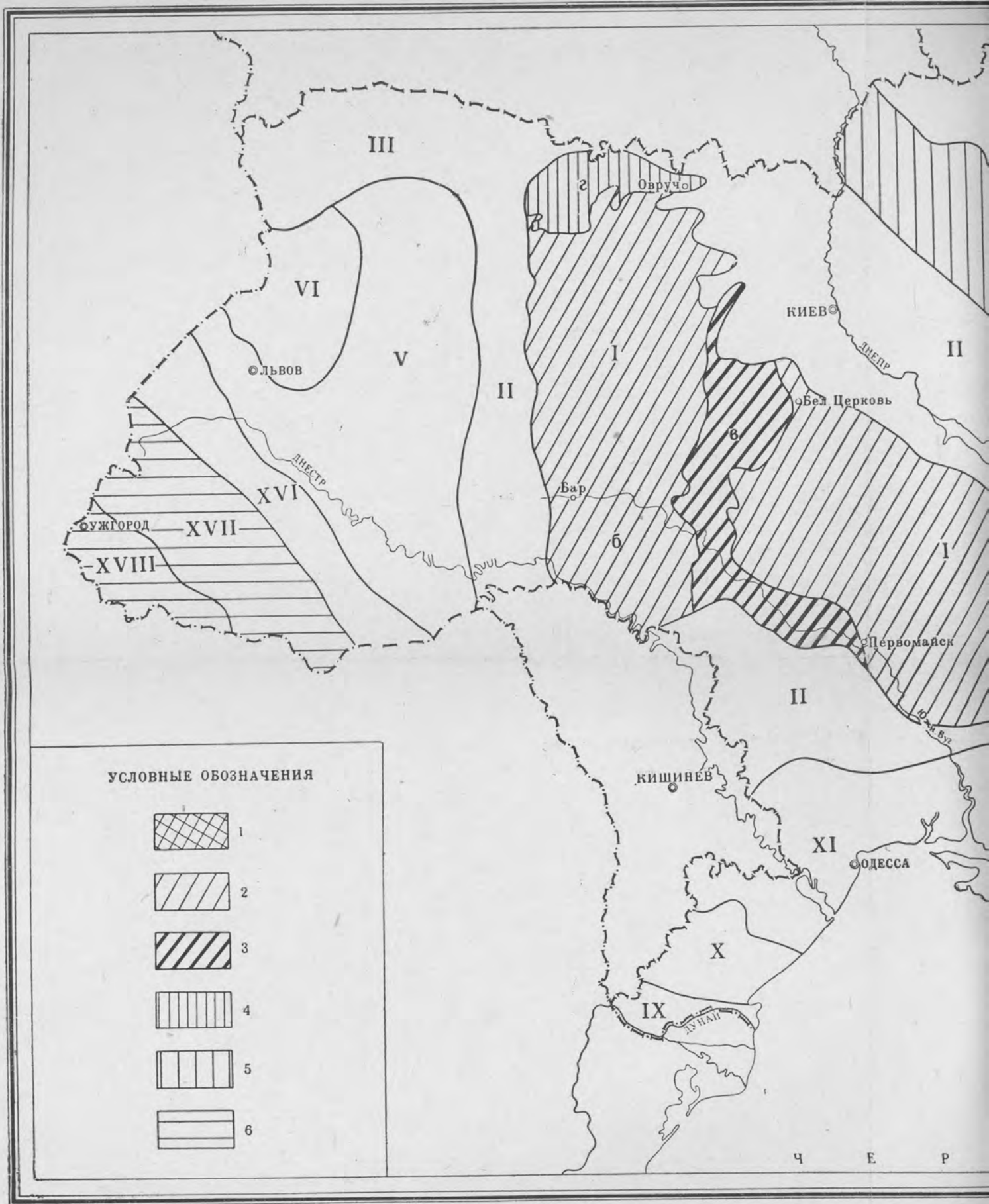
Осевые линии складчатых структур: 10 — антиклиналей; 11 — синклина. со-сдвиги; 12 — граница и номера металлогенических зон; 13 — Южнобелозерская зона богатых железных руд; 14 — Центральная зона бедных железных руд. 15 — Центральная зона бедных железных руд по геофизическим данным и данным цитонные и метасоматические; 17 — разведочные



Геохимическая металлогеническая карта Белозерского железорудного района:

Пов.: 1 — диабазо-спилитовая; 2 — в диабазо-спилитовой форма-
ции; 3 — верхняя терри-
лорито-серпентиновые сланцы
формации; 4 — серпентиниты.
5 — мигматиты и граниты

Осевые линии складчатых структур и направления их по-
гружения: 10 — антиклиналей; 11 — синклиналей; 12 — надвиги; 13 — сбросы и сбро-
со-сдвиги; 14 — граница и номера металлогенических зон (штрихи обращены во внутрь
зон); I — Южнобелозерская зона богатых железных руд, II — Северобелозерская зо-
на богатых железных руд, III — Центральная никель-кобальтовая зона; 15 — контак-
ты пород по геофизическим данным и данным бурения; 16 — контакты гранитиза-
ционные и метасоматические; 17 — разведочные и поисковые профили и их номера.



РАЙОНЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЭПОХ И ГЕОТЕКТЕНИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ:
5-герцинского, 6-альпийского.

ГЕОТЕКТЕНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ. Докембрийские сооружения: I-Украинский щит: а) нижнеархейская складчатая зона, б) зоны, г) верхнепротерозойская субплатформенная зона; II-северо-восточный, юго-западный и западный склоны щита, III-южный склон. Герцинские сооружения: V-Волино-Подольская плита; VI-Галицко-Волинская впадина; VII-Донецкая складчатая зона; VIII-Днепр. Альпийские сооружения: XI-Причерноморская впадина; XII-Симферопольско-Евпаторийское поднятие; XIII-Альминская впадина; XVII-горные сооружения Карпат; XVIII-Закарпатская впадина.



И ГЕОТЕКТНИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ: 1-нижнеархейского, 2-верхнеархейского, 3-нижнепротерозойского, 4-верхнепротерозойского.

нижнеархейская складчатая зона, б) зона верхнеархейской складчатости, в) нижнепротерозойские субгеосинклинальные и субплатформенные
 ный склоны щита, III-южный склон Полесского кристаллического массива; IV-южный склон Воронежского кристаллического массива.
 нецкая складчатая зона; VIII-Днепровско-Донецкая впадина; IX-Добруджинский прогиб; X-погруженный склон Добруджи.
 одняние; XIII-Альминская впадина; XIV-Индольская впадина и Керченская складчатая зона, XV-Горный Крым, XVI-Предкарпатский прогиб;

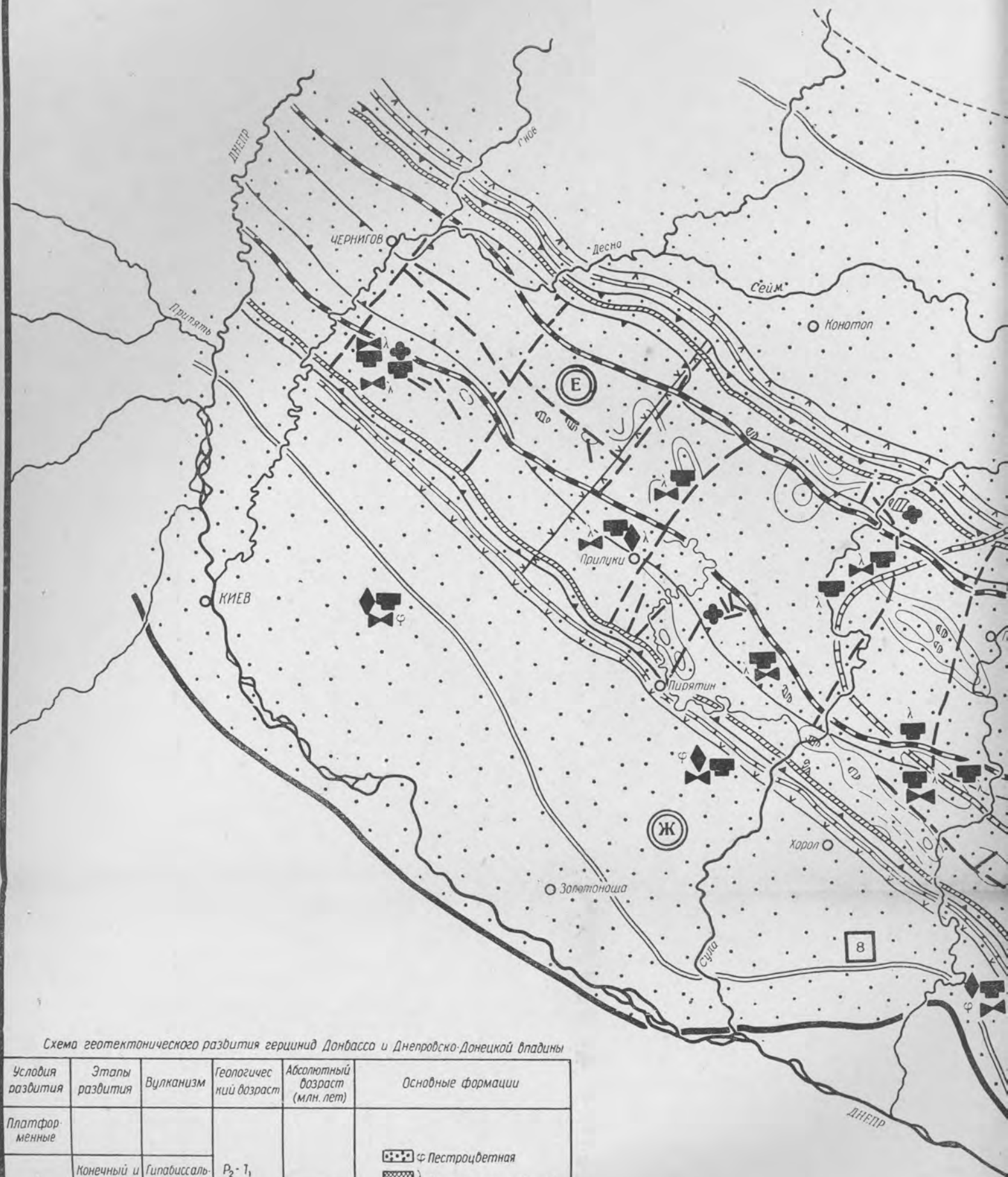


Схема геотектонического развития герцинид Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины

Условия развития	Этапы развития	Вулканизм	Геологический возраст	Абсолютный возраст (млн. лет)	Основные формации
Платформенные					
Субгеосинклинальные	Конечный и поздний	Гипабиссальные интрузии	$P_2 - T_1$ $S_3^3 - P_1$	206-275	☐ ☐ Пестроцветная Галогенно-красноцветная
	Средний		$S_1^4 - S_3$ Север Донбасса $S_1^4 - S_3$ Юг Донбасса		☐ ☐ Терригенно-угленосная Карбонатная
	Ранний и	Основные и кислые эффузивы	$P - P$	275-360	☐ Тетраэдрические гранитоиды

Геоструктурное районирование

Донбасс	Днепровско-Донецкая впадина
1 Центральная складчатая зона	6 Центральный грабен
2 Северодонецкая зона продольных надвигов	7 Северная и южная зоны мобильных складов и краевых дислокаций



Геоструктурное районирование

- Днепрско-Донецкая впадина
- 6 Центральный грабен
- 7 Северная и южная зоны мошальных склонов и краевых дислокаций



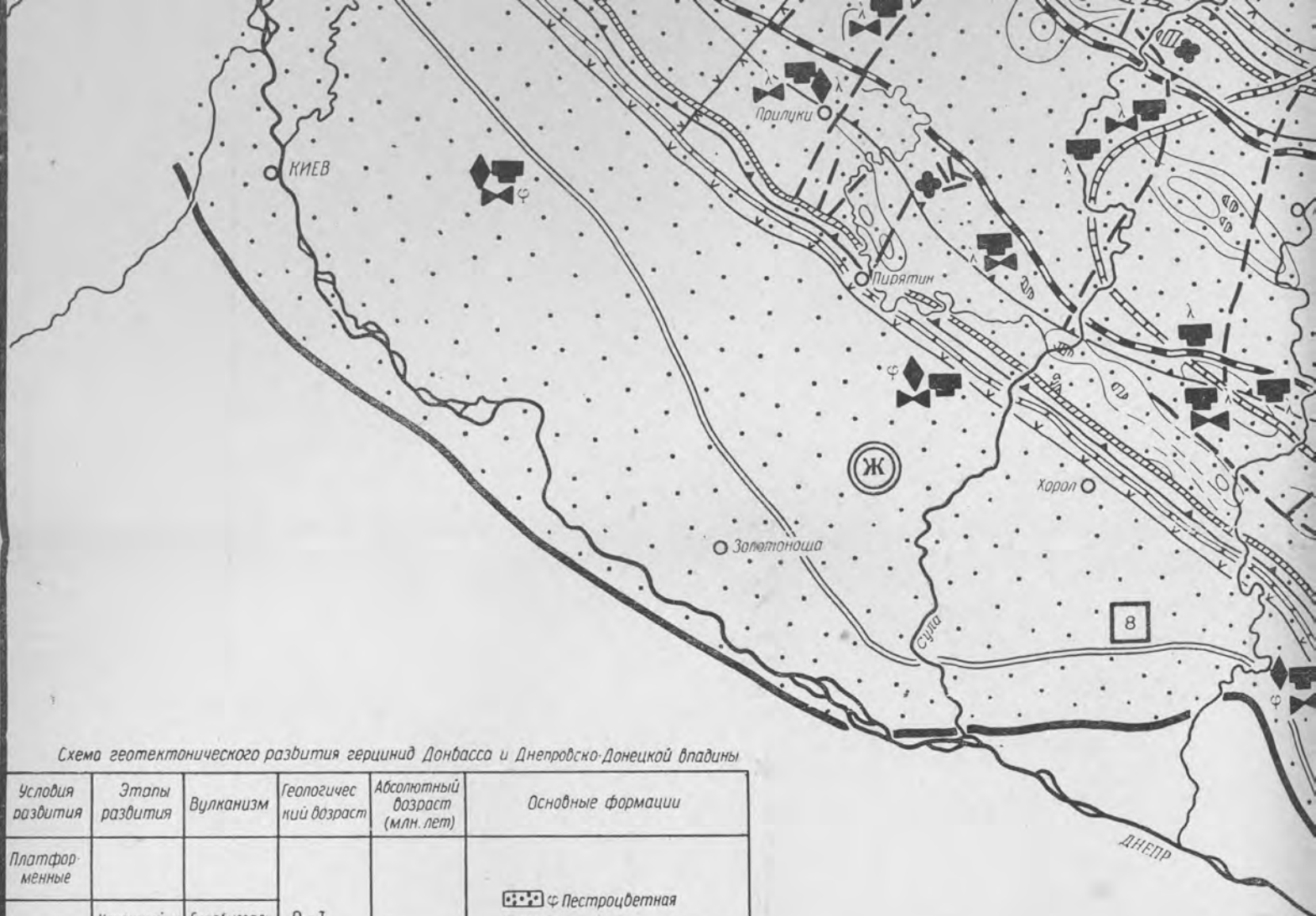


Схема геотектонического развития герцинид Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины

Условия развития	Этапы развития	Вулканизм	Геологический возраст	Абсолютный возраст (млн. лет)	Основные формации
Платформенные					
Субгеосинклинальные	Конечный и поздний	Гипоабиссальные интрузии	$P_2 - T_1$ $C_3^3 - P_1$	206-275	Пестроцетная Галогенно-красноцетная
	Средний		$C_1^Y - C_3$ $C_1^T - C_2^T$ Север Донбасса $C_1^T - C_1^T$ Юг Донбасса		Терригенно-угленосная Карбонатная
	Ранний и начальный	Основные и мощные эффузивы и дайки	$D_{2,3} - D_3$		Терригенно-вулканогенная
Платформенные			D_2		Терригенно-галогенная

Геоструктурное районирование

Донбасс	Днепровско-Донецкая впадина
1 Центральная складчатая зона	6 Центральный грабен
2 Северодонецкая зона продольных надвигов	7 Северная и южная зоны мобилизации и краевых дислокаций
3 Южная ступенчатая моноκлиналь	8 Северная и южная моноκлинали
4 Северная моноκлиальная зона	
5 Придонецкий прогиб	

Условные

Подразделение Доно-Днепровской металлогенической провинции

Металлогенические области	Донецкая			Днепровская				
Металлогенические районы	А Южный	Б Северный	В Центральный	Г Западно-Донецкий	Д Центральный	Е Черниговский	Ж Приднепровский	З Южный
Металлогенические зоны	1 Волнобаская	2 Марковская	3 Лисичанская	4 Дружковско-Нагольчанская	5 Красноскольская	6 Курульско-Петровская		
Рудные поля	1 Николаевское 2 Покровско-Куревское 3 Красноармейское 4 Куровское-Трудовское 5 Южно-Донбасское		6 Лисичанское 7 Алмазно-Марьевское	8 Никитовское 9 Дружковско-Нагантинское 10 Нагольчанское	11 Каменское 12 Капальчуско-Торечное 13 Краматорское 14 Бахмутское 15 Торечное		16 Петропавловское	

- Структурные элементы**
- Границы геотектонических структур
 - Надвиги и сбросы
 - Разломы, нанесенные по данным геофизики
 - Границы металлогенического подразделения
 - Границы металлогенических провинций
 - Границы металлогенических областей
 - Границы металлогенических районов
 - Границы металлогенических зон
 - Границы рудных полей
- Полезные ископаемые**
- а - графит
 - б - свинцово-цинковые
 - в - инфилит
 - г - кобальтовые инфильтрационные рудопроявления
 - д - кобальтовые гидротермальные рудопроявления
- Примечание:** буквы около условных знаков последние находятся



Рис. 31. Схема районирования Доно-Днепровской металлогенической провинции.



Формации		Пестроцветная $P_2 + T$	Галогенно-красноцветная $C_3 + P_1$	Красноцветная	Терригенно-угленосная $C_1 - C_2$	Структурно-тектоническая обстановка	Осадочные породы	Интрузивные образования (малые интрузии, штоки, дайки, межпластовые интрузии)	Вулканогенные образования (покровы, пластовые тела, дайки)	Гидротермально измененные породы под воздействием контактового метаморфизма, пневматического и гидротермального процессов
Подформации	Секты									
	Сарафановская T_1 Протопопская T_2	Дроновская P_2^*	Никитовская P_1^{**} Славянская P_1^* Краматорская P_1^*	Друкарит C_1 Картамыш P_1^{**}		↕	Глины, песчаники			
	Колебательные движения, образование пестроцветных терригенных осадков, складкообразование, проявление разломной тектоники		Колебательные движения преимущественно нисходящие, образование галогенных осадков. В конце периода складкообразование, проявление разломной тектоники	Колебательные движения образования красноцветных терригенных осадков в континентальных условиях			Глины, алевролиты, песчаники, конгломераты			
						↕	Каменная соль, алевролиты, ангидриты, калийные соли	Трахидациты, андезиты, трахиандезиты		
						↕	Ангидриты, гипсы, известняки, алевролиты, каменная соль	Шонкиниты, трахиты, альбитофиты, лампрофиты		
						↕	Песчаники, аргиллиты, алевролиты, доломиты, известняки, ангидриты, гипсы, каменная соль	Малиниты		
						↕	Песчаники, алевролиты, аргиллиты			
						↕	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки			
						↕	Песчаники, сланцы (алевролиты и аргиллиты), угли, известняки			
						↕	Сланцы			Гидротермально-метасоматически измененные породы андезито-дацитовой формации
						↕	Песчаники, известняки, мергели, сланцы			

Гидротермально измененные породы под воздействием контактового метаморфизма, пневматолитового, метасоматического и гидротермального процессов

Последовательность образования руд и их положение в стратиграфическом разрезе

Условные обозначения

Генетические типы месторождений, проявлений

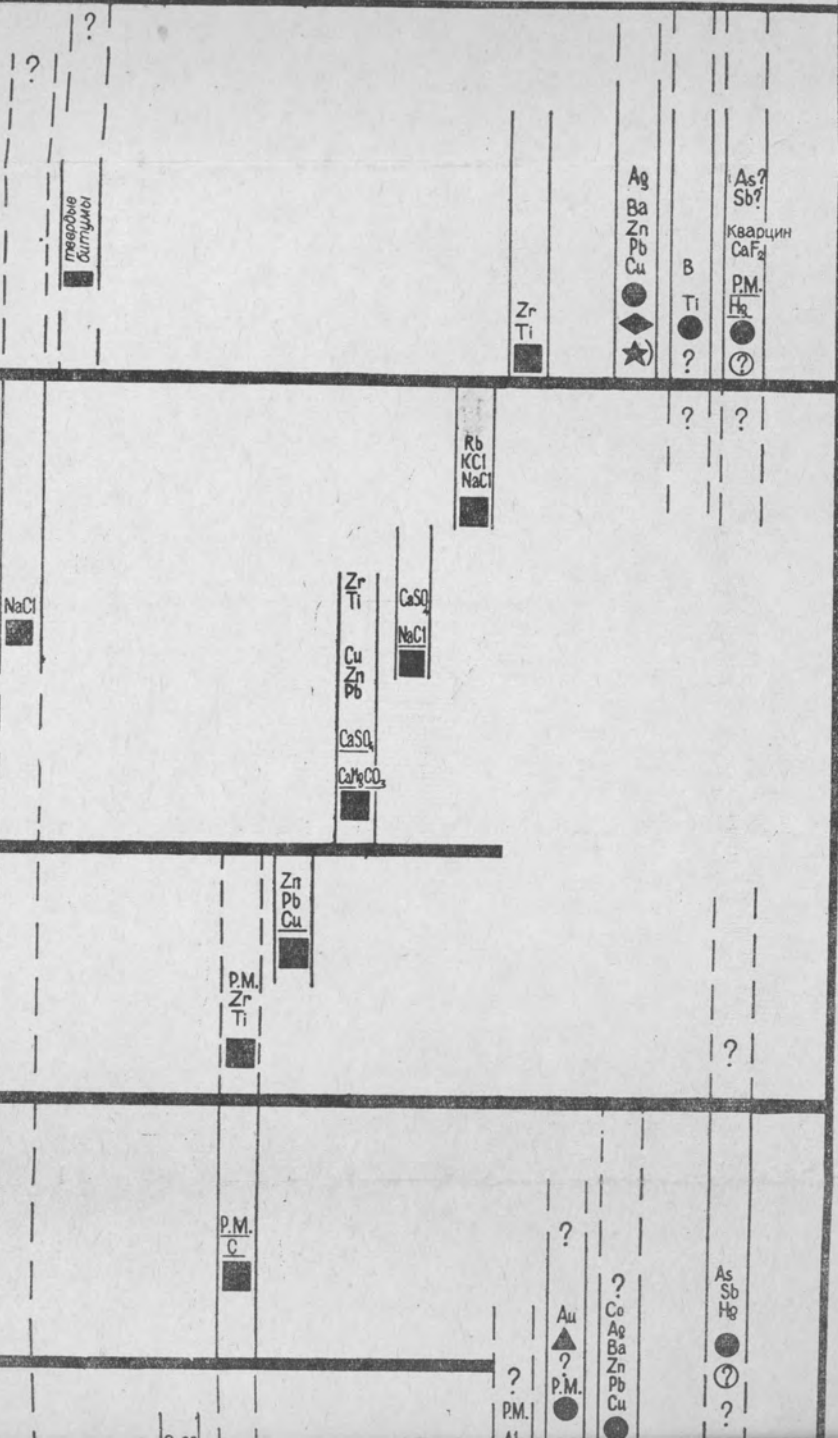
I. Эндогенные

- ▲ 1
- ▼ 2
- 3
- ◆ 4

II. Экзогенные

- 5
- 6
- C 7
- P.M. 8
- As
Sb
Hg 9
- As
Sb
Hg 10
- ? 11
- ★ 12
- ③ 13
- ② 14
- ↑
↓ 15
- ⊕ 16

Гидротермально-метасоматически измененные породы децито-дацитовой формации



Крас	Араукариит С	Колебательные движения, образование лагун, болот, углей в континентах		Песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки			
				Песчаники, сланцы (алевролиты и аргиллиты), угли, известняки			Гидротермально-метасоматически измененные породы андезито-дацитовой формации
Терригенно - угленосная C ₁ ¹ -C ₂ ¹		Колебательные движения, образование лагун, болот, углей в континентах		Сланцы			
Карбонатная C ₁ ¹ -v		Преимущественно низходящие движения, образование мощных карбонатных и доломитовых толщ		Песчаники, известняки, мергели, сланцы			
				Известняки Доломиты			Метасоматически измененные известняки, доломиты, скарны
Терригенно - вулканогенная D ₂ - D ₃	Серый девон Бурый девон Кераторио-спилит, трапп	Интенсивные колебательные движения, интенсивная эрозия, образование спилито-кераториоритовых и трапповых толщ. Внедрение малых интрузий основной магмы		Глинистые сланцы Аркозовые песчаники		Туфы, агломераты	
				Сланцы, песчаники, гравелиты, конгломераты	Пироксениты (авгититы)	① Диабазы, базальты, порфириты, их туфы, спилиты, кераториориты	
				Известняково-сланцевые отложения Песчаники			
Терригенно-галогенная D ₂ -D ₃		Зарождение субгеосинклинали, преимущественное прогибание региона, накопление мощных терригенных и хемогенных осадков. Зарождение крупных глубинных разломов вдоль окраин субгеосинклинали		Песчаники, аргиллиты, алевролиты, каменная соль, прослои известняков, доломитов			
Ar - Pt				Гнейсы, мигматиты, гранодиориты, граниты, амфиболиты, пироксениты, кристаллические породы Украинского кристаллического щита - основание Доно-Днепровской субгеосинклинали			

Рис. 32. Схема возрастного положения оруденения в Дон

Генетические типы месторождений, рудопроявлений. 3 — постмагматические, 4 — метасоматические. Экзогенные: 5 — осадочные, 6 — вулканические, 7 — метасоматические, 8 — метасоматические, 9 — преимущественное положение в стратиграфическом разрезе, 10 — вертикальный диапазон распространения оруденения, 12 — рудопроявления оруденения с конкретным комплексом магматических пород, 14 — генетическая лена, 15 — общая направленность колебательных движений, 16 — стабильный индекс указывает на промышленную концентрацию. Неподчеркнутый индекс — индекс указывает на промышленную концентрацию. Знак вопроса у индекса означает предполагаемое.

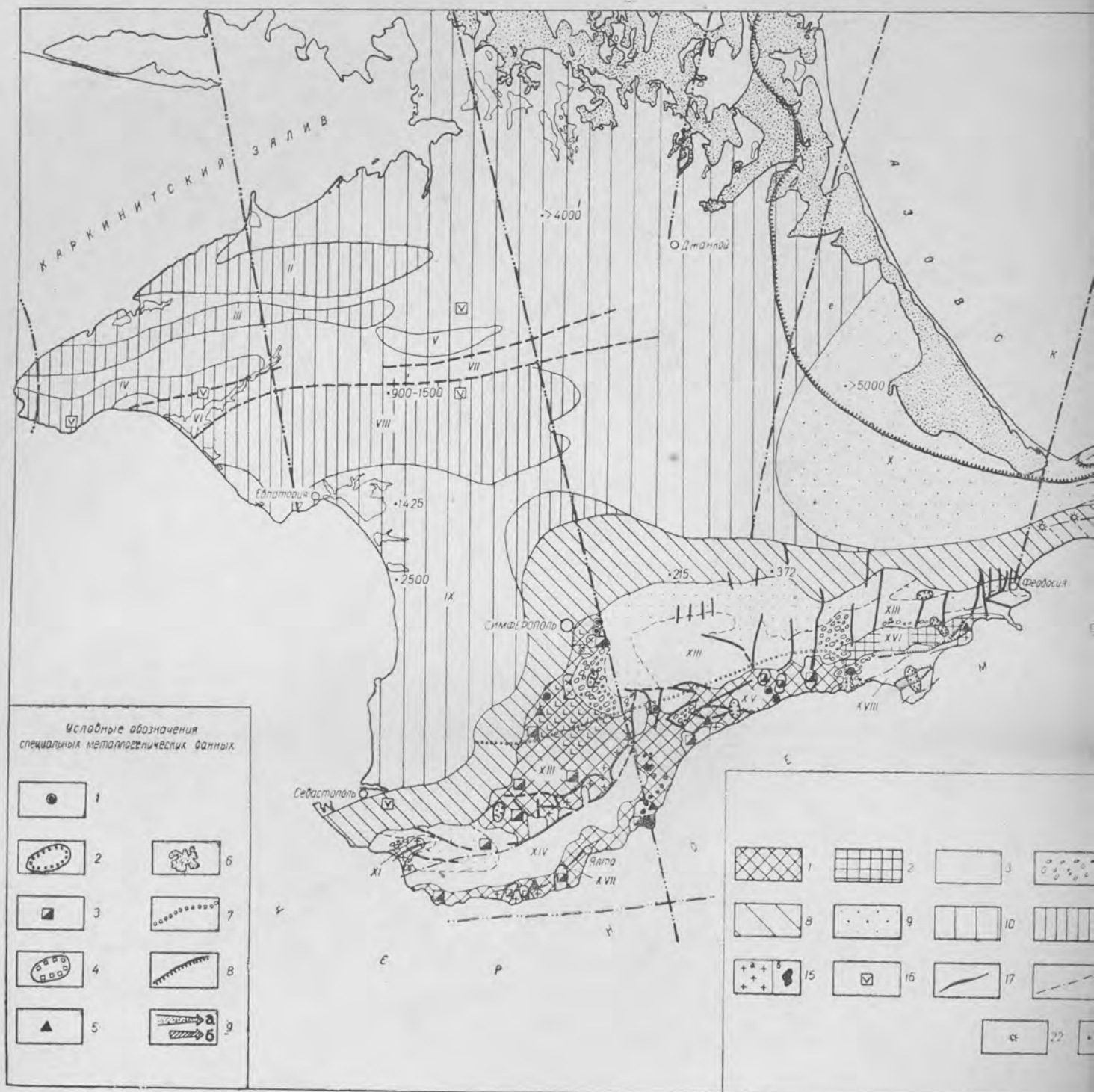


Рис. 35. Схема металлогении Крымского полуострова:

Мегаантиклинорий Горного Крыма. Нижний структурный этаж: 1 — аргиллиты, алевролиты и песчаники таврической серии и средней юры, приуроченные к антиклинальным поднятиям внутреннего ядра Горного Крыма, 2 — восточное погружение Туапского антиклинория, в строении которого участвуют отложения таврической серии, средней и верхней юры. Верхний структурный этаж: 3 — известняки и мергели верхней юры, выполняющие синклинали в ядре Крымского мегаантиклинория, 4 — конгломераты и песчаники верхней юры, 5 — мергели, известняки и песчаники нижнего мела, участвующие в строении основных частей синклинориев, 6 — верхне-меловые, палеогеновые и миоценовые отложения, слагающие северное крыло Крымского мегаантиклинория.

Керченский полуостров и платформа Равнинного Крыма: 7 — глины, местами с сидеритом, и песчаники майкопской серии, слагающие юго-западную равнину Керченского полуострова (восточное погружение Крымского антиклинория), 8 — участок развития брахиструктур, облекающих восточное погружение Крымского антиклинория, в строении которых участвуют миоценовые и плиоценовые отложения, 9 — область максимального накопления третичных морских осадков, 10 — участки платформ с глубоким залеганием палеозойского складчатого основания, 11 — выступы палеозойского складчатого основания под чехлом мезо-кайнозойских отложений.

Общие условные обозначения для всех районов Крымского полуострова: 12 — спилитовая формация верхнего триаса (спилиты, кератоспилиты, порфириды и пирокласты), 13 — поле распространения докладчатых пластовых интрузий (диабазы, габбро-диабазы, порфириды), однообразных с таврической серией, 14 — спилито-кератофировая формация нижней юры (керато-спилиты, кератофиры, порфириды и диабазы с пирокластами), 15 — а) спилито-кератофировая

формация верхнего байоса (спилиты, кератофиры, кислые вулканические стекла и разнообразные пириты основного и кислого состава среднеюрского возраста, 17 — оси антиклинальные разломы; 20 — сбросы установленные, 22 — грязевые, палеозойского складчатого основания в метрах по впадина, 11 — Бакальское поднятие, 111 — Джангул-Джигуль, V — Северо-Тарханкутское поднятие, VI — Дюкский прогиб, VIII — Новоселовское поднятие, IX — ская впадина, XI — антиклиналь Сухой реки, XII — синклинорий Восточного Крыма, XIV — синклинорий акский антиклинорий, XVI — Судакско-Карадагский Ялтинский бассейн; а — Эльтиген-Ортельская мульда, б — Камыш-Бугульда, в — Акмонаяская мульда, г — Акмонаяская мульда, д — Акмонаяская мульда, е — Акмонаяская мульда, ж — Акмонаяская мульда, з — Акмонаяская мульда, и — Акмонаяская мульда, к — Акмонаяская мульда, л — Акмонаяская мульда, м — Акмонаяская мульда, н — Акмонаяская мульда, о — Акмонаяская мульда, п — Акмонаяская мульда, р — Акмонаяская мульда, с — Акмонаяская мульда, т — Акмонаяская мульда, у — Акмонаяская мульда, ф — Акмонаяская мульда, х — Акмонаяская мульда, ц — Акмонаяская мульда, ч — Акмонаяская мульда, ш — Акмонаяская мульда, щ — Акмонаяская мульда, э — Акмонаяская мульда, ю — Акмонаяская мульда, я — Акмонаяская мульда.

Специальные металлогенические: 1 — оролю рассеяния ртуть, 2 — оролю рассеяния ртуть, 3 — оролю рассеяния ртуть, 4 — оролю рассеяния ртуть, 5 — оролю рассеяния ртуть, 6 — оролю рассеяния ртуть, 7 — оролю рассеяния ртуть, 8 — оролю рассеяния ртуть, 9 — оролю рассеяния ртуть, 10 — оролю рассеяния ртуть, 11 — оролю рассеяния ртуть, 12 — оролю рассеяния ртуть, 13 — оролю рассеяния ртуть, 14 — оролю рассеяния ртуть, 15 — оролю рассеяния ртуть, 16 — оролю рассеяния ртуть, 17 — оролю рассеяния ртуть, 18 — оролю рассеяния ртуть, 19 — оролю рассеяния ртуть, 20 — оролю рассеяния ртуть, 21 — оролю рассеяния ртуть, 22 — оролю рассеяния ртуть.

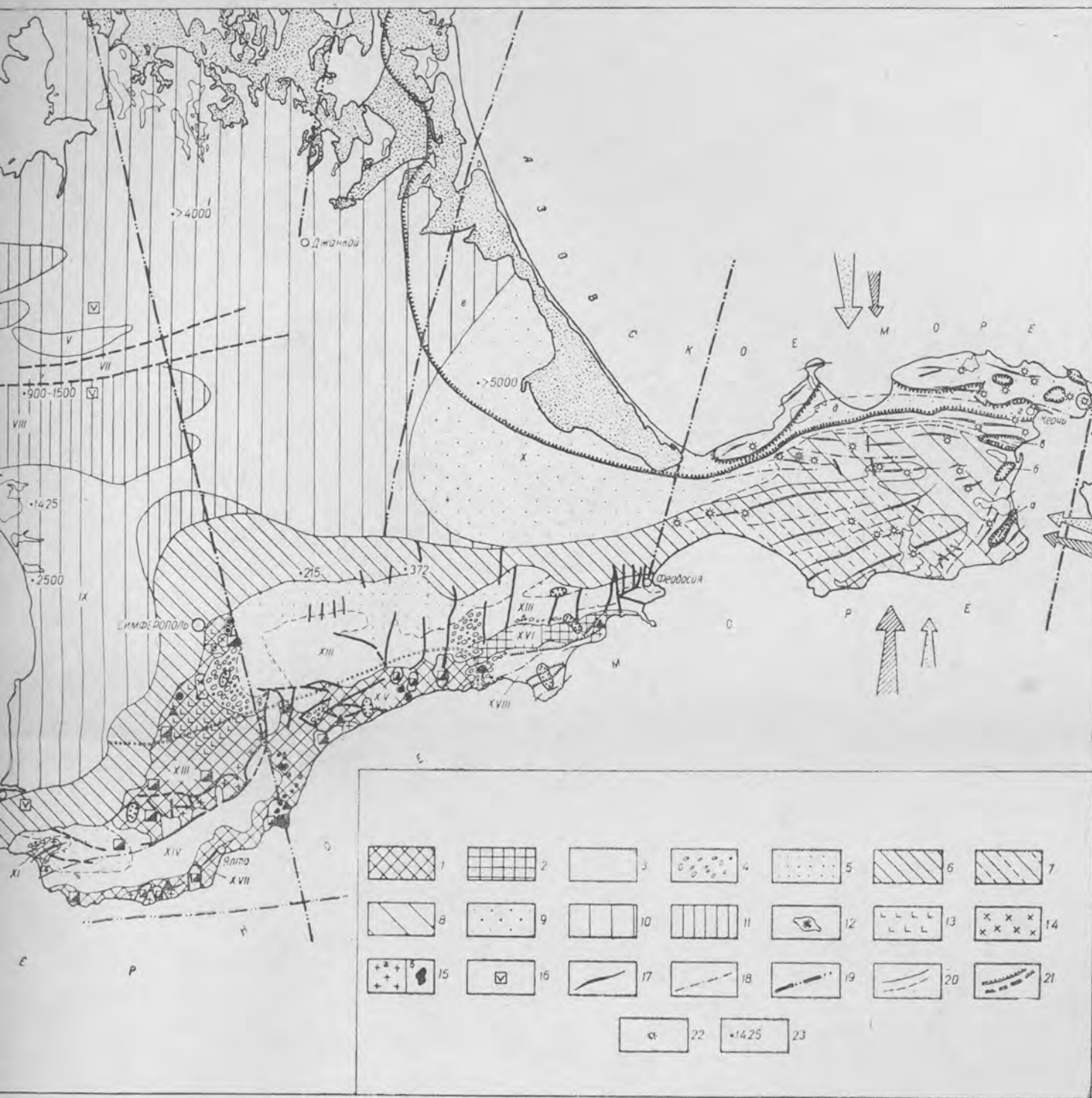


Рис. 35. Схема металлогении Крымского полуострова:

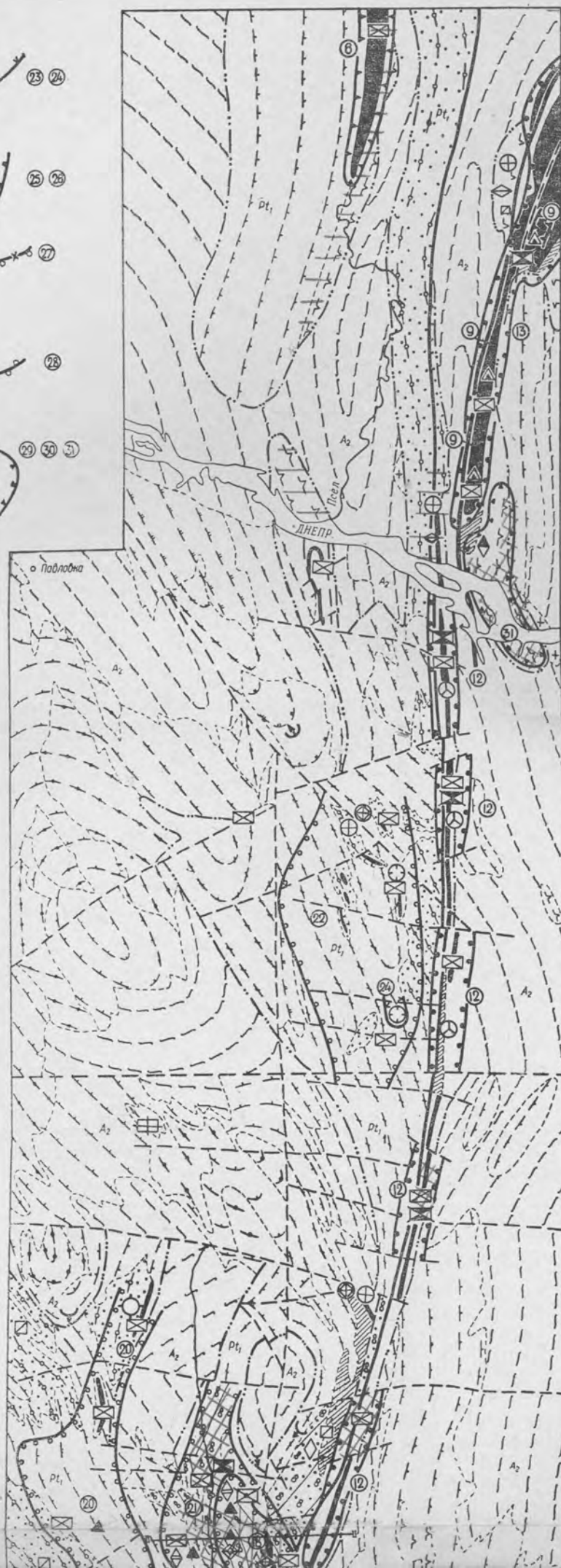
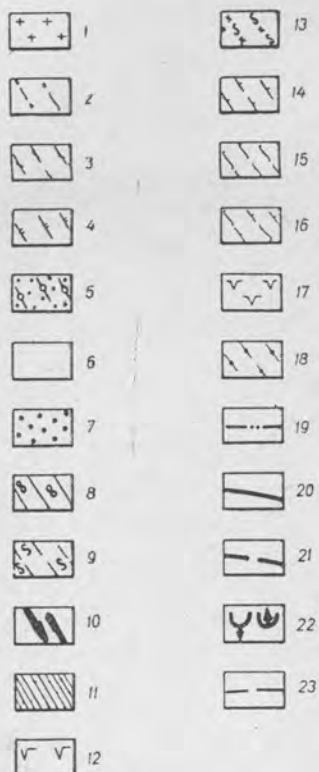
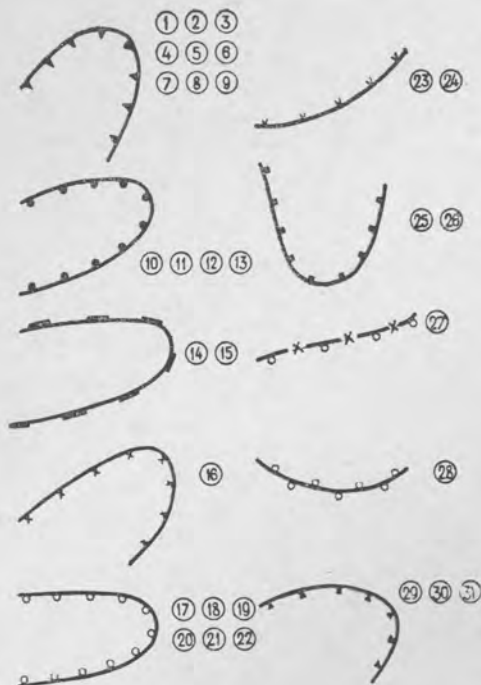
ного Крыма. Нижний структурный этаж: южные таврической серии и средней юры, приуроченные к внутреннему ядру Горного Крыма, 2 — восточное, в строении которого участвуют отложения таврической юры. Верхний структурный этаж: 3 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 4 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 5 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 6 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 7 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 8 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 9 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 10 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 11 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 12 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 13 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 14 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 15 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 16 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 17 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 18 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 19 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 20 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 21 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 22 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 23 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория.

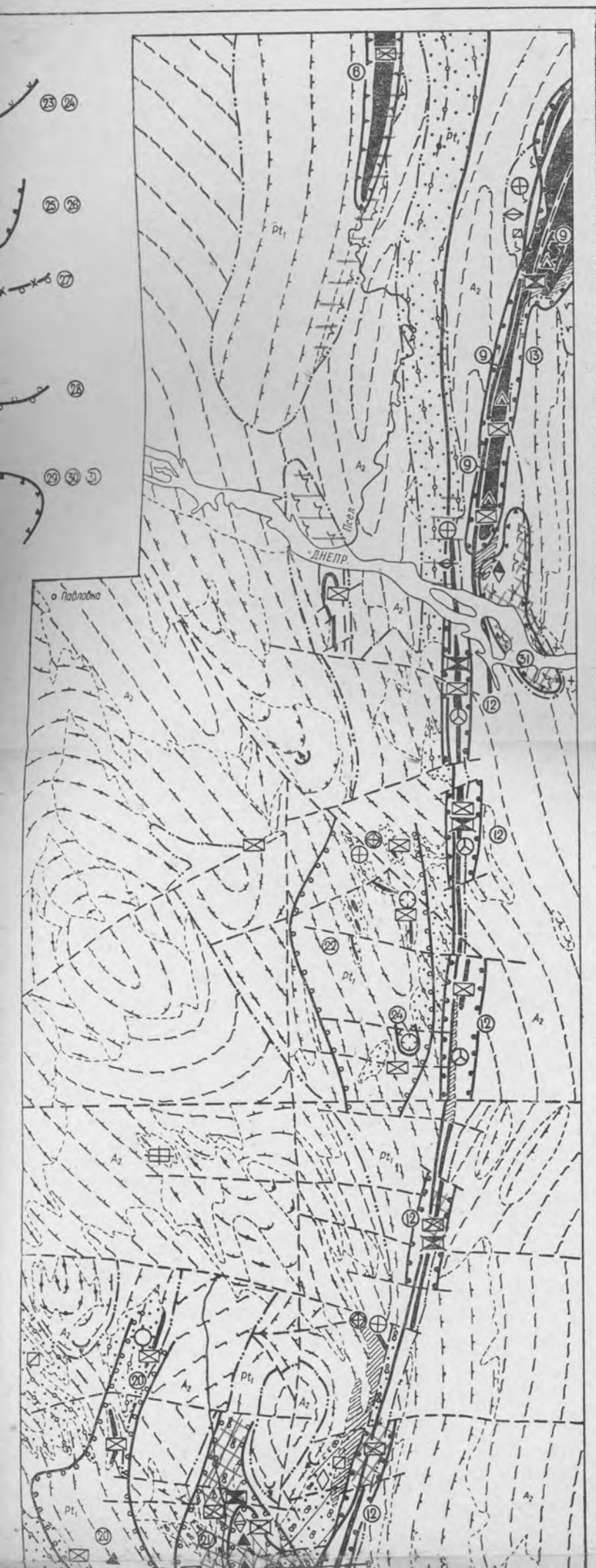
и платформенная Равнинного Крыма: известняки майкопской серии, сложенные юго-западным погружением Крымского антиклинория, облекающих восточное погружение, в строении которого участвуют отложения таврической юры, 5 — мергели, известняки и песчаники в ядре Крымского мегаантиклинория, 6 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 7 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 8 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 9 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 10 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 11 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 12 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 13 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 14 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 15 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 16 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 17 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 18 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 19 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 20 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 21 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 22 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 23 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория.

и платформенная Равнинного Крыма: известняки майкопской серии, сложенные юго-западным погружением Крымского антиклинория, облекающих восточное погружение, в строении которого участвуют отложения таврической юры, 5 — мергели, известняки и песчаники в ядре Крымского мегаантиклинория, 6 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 7 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 8 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 9 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 10 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 11 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 12 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 13 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 14 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 15 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 16 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 17 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 18 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 19 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 20 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 21 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 22 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория, 23 — известняки и мергели в ядре Крымского мегаантиклинория.

формация верхнего байоса (спилиты, кератофиров, кварцевые кератофиров, андезиты, кислые вулканические стекла и разнообразные пирокласты), б) куполовидные интрузии основного и кислого состава среднеюрского возраста, 16 — пирокласты и туфогенные породы альбского возраста, 17 — оси антиклиналей, 18 — оси синклиналей, 19 — региональные разломы; 20 — сбросы установленные и предполагаемые, 21 — надвиги, установленные и предполагаемые, 22 — грязевые вулканы, 23 — глубина залегания палеозойского складчатого основания в метрах по данным бурения, 1 — Сивашская впадина, 2 — Бакальское поднятие, 3 — Джангульское поднятие, 4 — меловое поднятие, 5 — Северо-Тарханкутское поднятие, 6 — Донузлавский прогиб, 7 — Войковский прогиб, 8 — Новоселовское поднятие, 9 — Альминская впадина, 10 — Индольская впадина, 11 — антиклиналь Сухой речки, 12 — Качинский антиклинорий, 13 — синклинорий Восточного Крыма, 14 — синклинорий юго-западного Крыма, 15 — Туакский антиклинорий, 16 — Судакско-Карадагская складчатая система, 17 — Ялтинский антиклинорий, 18 — Судакский синклинорий; а — Кыз-Аульская муфта, б — Эльтген-Ортельская муфта, в — Камыш-Бурунская муфта, г — Керченская муфта, д — Акмонойская муфта, е — Присивашье.

Специальные металлогенические данные: 1 — рудопрооявления киновари, 2 — ореолы рассеяния ртуты, 3 — рудопрооявления галенита и сфалерита, 4 — ореолы рассеяния свинца и цинка, 5 — проявления турмалина, 6 — месторождения минеральных солей, 7 — условная граница между зонами преимущественного распространения киновари (северная зона) и галенита и сфалерита (южная зона) в Горном Крыму, 8 — граница распространения киммерийских железных руд (отрочка в сторону морского бассейна), 9 — предполагаемые направления сноса в киммерийский бассейн: а — терригенного материала, б — хемогенного материала. Размеры стрелок указывают на относительные количества хемогенного и терригенного материала.





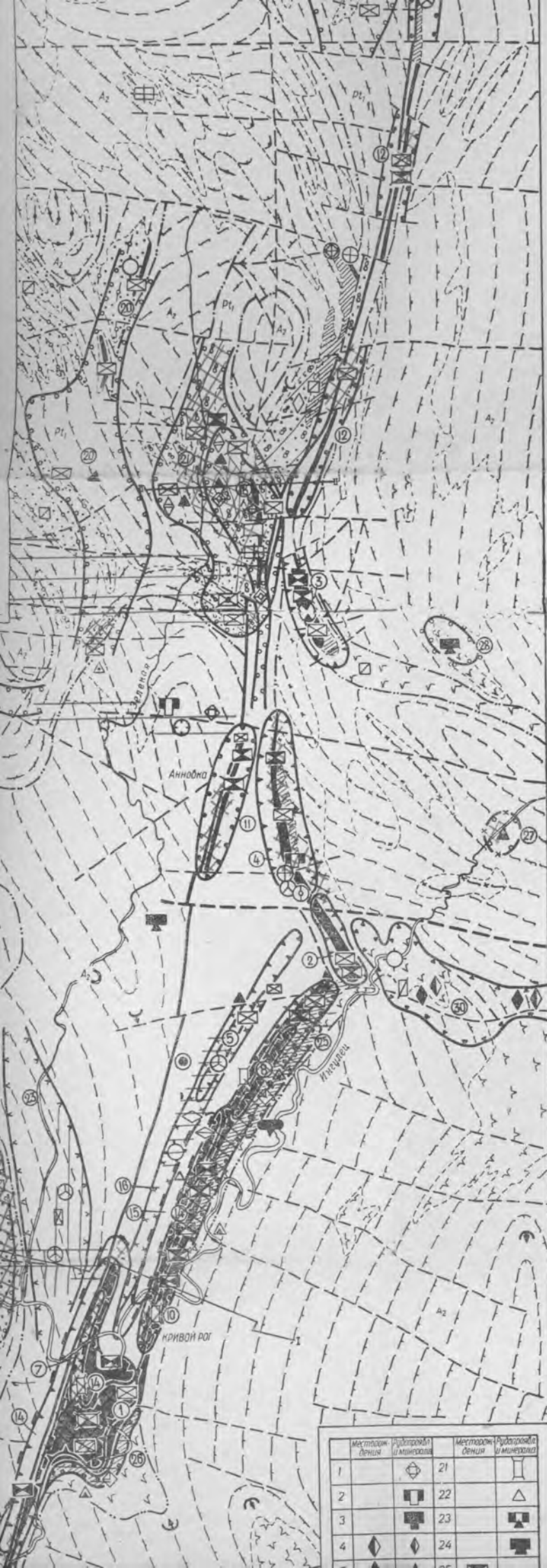


Рис. 11. Схематическая металлогеническая карта Криворожско-Кременчугской зоны:

Нижний протерозой: Днепровско-токовский комплекс: 1 — граниты микроклиновые боковьянские и днепровские, 2 — мигматиты микроклиновые, плагиоклазо-микроклиновые, 3 — мигматиты и граниты плагиоклазовые, микроклино-плагиоклазовые, образовавшиеся за счет пород криворожской серии; 4 — граниты ультраметаморфические. Криворожская серия: 5 — нерасчлененная криворожская серия Ингулецкой полосы — гнейсы, сланцы, роговики, кварциты и др.; 6 — верхняя свита Криворожско-Кременчугской полосы — кварциты, кварцево-биотитовые и углистые сланцы, мраморы, конгломераты, метапесчаники; 7 — кварциты; 8 — гнейсы биотитовые, графито-биотитовые, биотито-роговообманковые и др.; 9 — углисто-серпидитовые, полевошпато-кварцево-биотитовые с пачками гнейсов и микрогнейсов и карбонатных пород (мраморов); 10 — средняя свита Криворожско-Кременчугской полосы — железистые роговики (кварциты), джеспилиты, сланцы; 11 — нижняя свита Криворожско-Кременчугской полосы — метапесчаники аркозовые, кварциты, сланцы кварцево-слюдистые, тальковые и др.; 12 — сланцево-амфиболитовая свита Криворожско-Кременчугской полосы — амфиболиты, сланцы, песчаники, кварциты, ультраосновные породы.

Верхний архей: 13 — мигматиты микроклиновые, плагиоклазо-микроклиновые, 14 — граниты плагиоклазовые, микроклино-плагиоклазовые, 15 — мигматиты плагиоклазовые, микроклино-плагиоклазовые с останцами амфиболитов, сланцев, кварцитов, гнейсов и других пород, 16 — мигматиты и граниты плагиоклазовые и микроклино-плагиоклазовые, 17 — амфиболиты, гнейсы амфиболитовые, сланцы амфиболитовые, биотитовые, 18 — гнейсы амфиболитовые, сланцы амфиболитовые, биотитовые и др., 19 — линия стратиграфического несогласия, 20 — линии тектонических разрывных нарушений (надвигов) установленные, 21 — линии тектонических разрывных нарушений предполагаемые (взбросы, сдвиги), 22 — антиклинальные и синклиналиные складки, 23 — предполагаемые глубинные разломы.

Месторождения, рудопроявления и обогащенные минерализации. Платформенный период развития — платформенный этап. Экзогенные. Гипергенные (остаточные в коре выветривания): 1 — обогащенная минерализация циркона; 2 — обогащенная минерализация ильменита, 3 — минерализация рутила, 4 — кобальтовые рудопроявления, 5 — никелевые рудопроявления, 6 — алюминиевые рудопроявления (бокситы), 7 — бурожелезняковые руды, 8 — мармитовые руды («шелестухи»), 9 — гетито-гематитовые руды. Эндогенно-экзогенные. Железные руды метаморфогенные, измененные и обогащенные гипергенными процессами: 10 — гетито-гематито-мармитовые, 11 — плотные, и рыхлые мармитовые руды.

Разломно-интрузивная стадия — поздний и конечный этапы. Эндогенные. Магматические: 12 — обогащенная минерализация сульфидов никеля, кобальта и других. Пегматитовые: 13 — минерализация пегматитовых жил. Гидротермальные: 14 — прожилки амфиболового асбеста, 15 — кварцево-сульфидные жилы свинца, цинка, железа, 16 — минерализация кварцевых и кварцево-карбонатных жил. Складчато-метаморфическая стадия — средний этап. Пегматитовые: 17 — обогащенная минерализация редких металлов. Гидротермальные: 18 — вкрапленность и прожилки сульфидов железа, меди, никеля, молибдена, свинца, 19 — минерализация редких металлов, 20 — жилы титанистых, роговообманково-магнетитовых руд. Метаморфические: 21 — жилы амфиболового асбеста, 22 — кварцево-карбонатные жилы с сульфидными железом, меди, мышьяка и др., 23 — минерализация ильменита, 24 — минерализация рутила, 25 — богатые метасоматические магнетитовые и гематито-магнетитовые руды, 26 — вкрапленные сульфиды, 27 — мрамор и другие метасоматические породы. Метаморфизованные: 28 — проявления высокоглиноземистых минералов (силлиманит, андалузит и дистен), 29 — проявления гранатов; 30 — минерализация золота, 31 — обогащенная минерализация сульфидов никеля, кобальта, меди, свинца, 32 — обогащенная минерализация рутила, 33 — обогащенная минерализация циркона, 34 — бедные железные руды — железистые роговики, 35 — богатые железные руды верхней свиты и контакта средней и верхней свит; 36 — графитовые руды, 37 — кварциты, 38 — сидеритовые руды, 39 — мраморы кальцитовые, доломито-кальцитовые, 40 — мраморы доломитовые (доломиты). Рудные зоны (поля) и зоны обогащенных минерализаций (на карте обозначены цифрами в кружках и околнурены соответствующими ли-

Месторождение	Рудопроявление	Месторождение	Рудопроявление
1	21	21	21
2	22	22	22
3	23	23	23
4	24	24	24

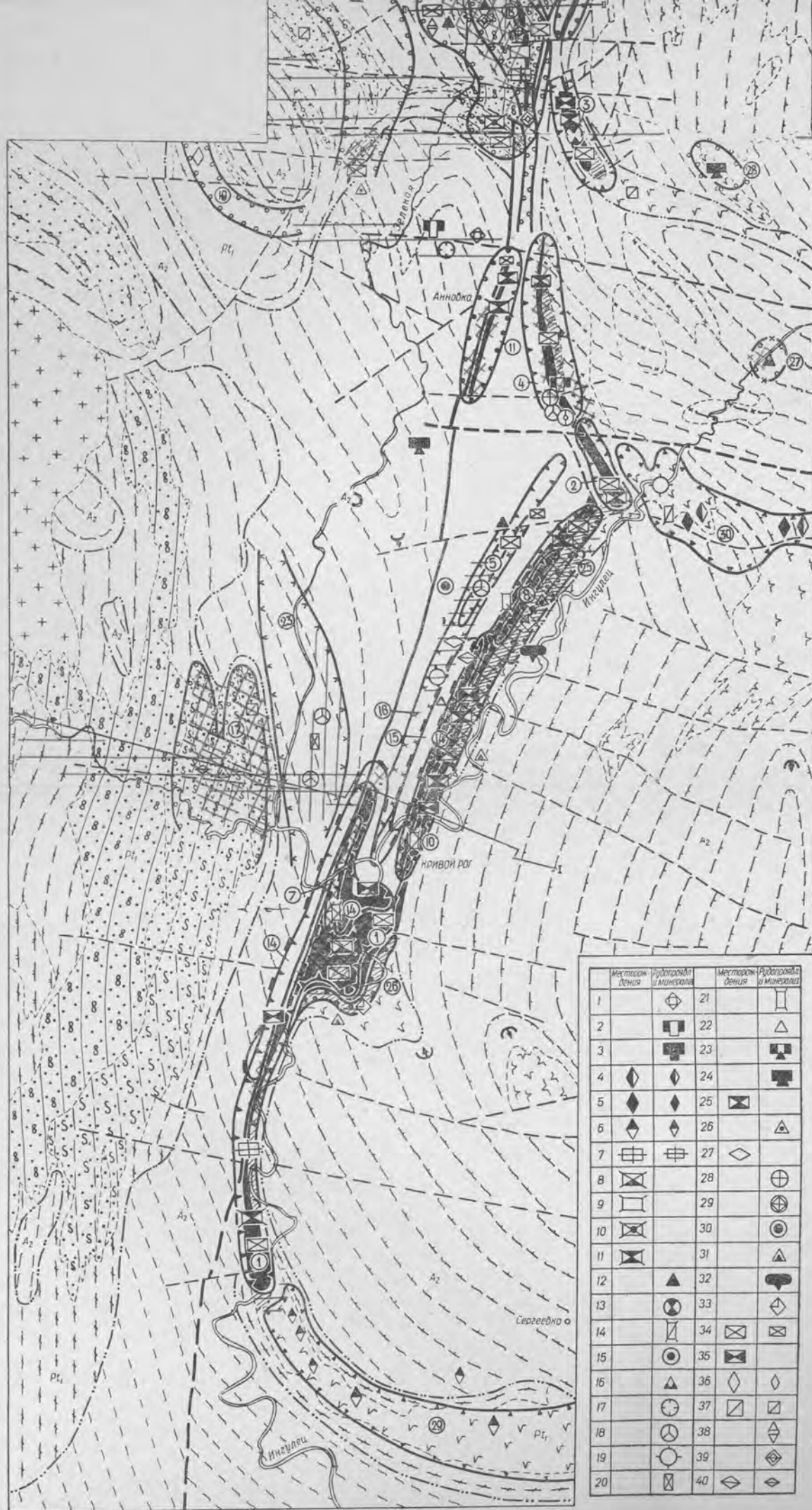


Рис. 11. Схематическая ме-
ско-Крем

Нижний протерозой: 1 — микроклиновые боковья; 2 — кроклиновые, плагиоклазо-мик-
плагиоклазовые, микроклино-п-
пород криворожской серии;
Криворожская серия: 3 —
рия Ингулецкой полосы — гней-
6 — верхняя свита Криворож-
кварцево-биотитовые и углест-
тапесчанники; 7 — кварциты; 8 —
вые, биотито-роговообманковые
вошпато-кварцево-биотитовые
карбонатных пород (мраморов
менчугской полосы — железист-
сланцы; 11 — нижняя свита К-
тапесчанники аркозовые, кварц-
ковые и др.; 12 — сланцево-а-
менчугской полосы — амфибол-
траоси

Верхний архей: 13 — ми-
микроклиновые, 14 — граниты
зовые, 15 — мигматиты плагио-
останцами амфиболитов, слан-
16 — мигматиты и граниты пла-
вые, 17 — амфиболиты, гнейсы
вые, биотитовые, 18 — гнейсы
гноклазовые, биотитовые и др.
сия, 20 — линии тектоническ-
новленные, 21 — линии тектон-
лагаемые (взбросы, сдвиги),
складки, 23 — предпо-

Месторождения, рудопромы-
Платформенный пери-
ный этап. Экзогенные. Гли-
вания): 1 — обогащенная мине-
нерализация ильменита, 3 —
рудопромысления, 5 — никелевые
допромысления (бокситы), 7 —
руды («шестестух»), 9 — гет-
генные. Железные руды метам-
гипергенными процессами: 10 —
ные, и руды

Разломно-интрузивный
ный этап. Эндогенные. 1 —
рализация сульфидов никеля,
минерализация пегматитовых
амфиболового асбеста, 15 — к-
железа, 16 — минерализация к-
Складчато-метаморфи-
этап. Пегматитовые: 17 — об-
таллов. Гидротермальные: 18 —
железа, меди, никеля, молибд-
металлов, 20 — жилы титанист-
Метаморфические: 21 — жилы а-
богатные жилы с сульфидами
нерализация ильменита, 24 — м-
тасоматические магнетитовые
вкрапленные сульфиды, 27 — м-
роды. Метаморфизованные: 28 —
нералов (силлиманит, андалузит,
30 — минерализация золота, 31 —
дов никеля, кобальта, меди, си-
рутила, 33 — обогащенная мине-
лезные руды — железистые ро-
верхней свиты и контакте сре-
руды, 37 — кварциты, 38 — сил-
итовые, доломито-кальцитовые.

Рудные зоны (поля) и зоны
обозначены цифрами в круж-
ниях): 1 — Южнокриворожская
железородная зона, 3 — Желто-
точновановская железородная
зона, 6 — Омельниковская желе-
на амфиболового асбеста, 8 —
та, 9 — Кременчугская зона су-
ганская железородная, 11 — Зап-
Желтянско-Успенковская железо-
лезородная; 14 — Ильичевская
зенская зона мраморов (доломи-
фидной минерализации и мрамор-
яновское поле кварцитов и мр-
18 — Петровско-Зеленовская зо-
ское графитовое поле, 20 — Ле-
21 — Зеленовская железород-
ватская железородная зона, 23 —
фидной и железородной минер-
титов, 25 — Красногвардейская
рализация, 26 — Новокриворож-
нерализация, 27 — Ордо-Василь-
лизация, 28 — Демуриная зо-
ция, 29 — Высокопольское бокс-
буро-железняково-кобальто-никеле-
рудное поле бокситов.

Очередность поисково-ра-
1 — Прогнозные площади полей,
площади полей, зон, участков
площади полей, зон, у-

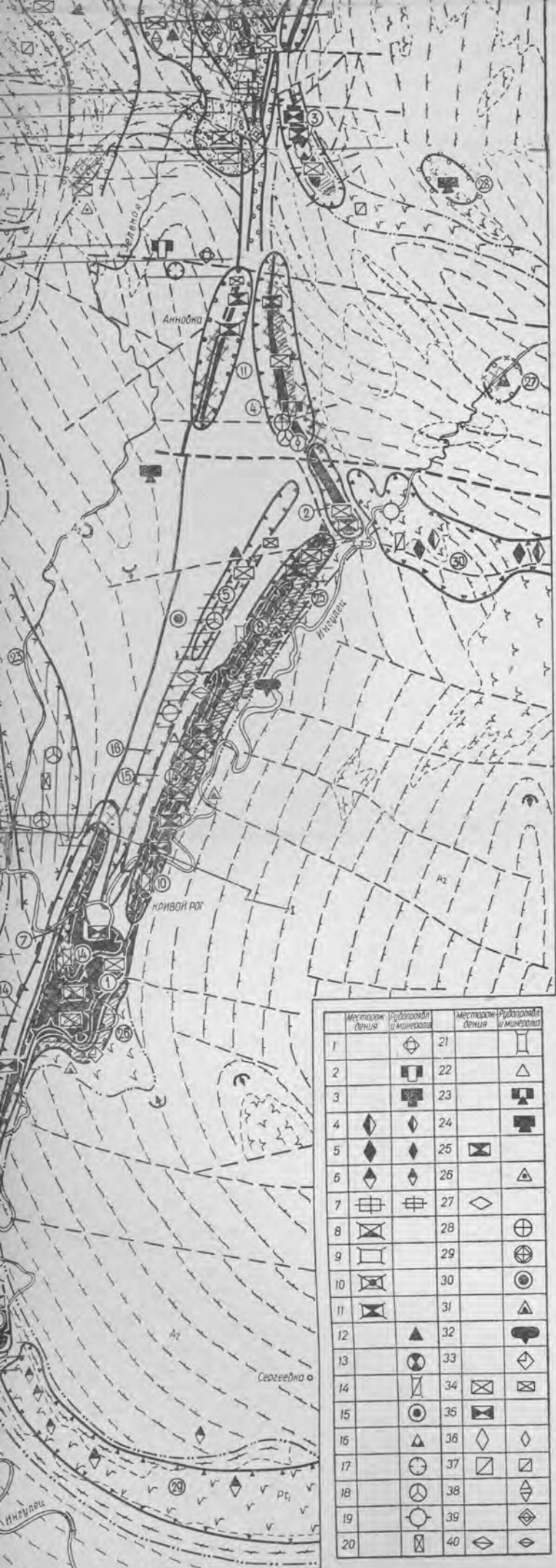


Рис. 11. Схематическая металлогеническая карта Кировоградско-Кременчугской зоны:

Нижний протерозой: Днепровско-токовский комплекс: 1 — граниты микроклиновые бокованские и днепровские, 2 — мигматиты микроклиновые, плагиоклазо-микроклиновые, 3 — мигматиты и граниты плагиоклазовые, микроклино-плагиоклазовые, образовавшиеся за счет пород кировоградской серии; 4 — граниты ультраметаморфические. Кировоградская серия: 5 — нерасчлененная кировоградская серия Ингулецкой полосы — гнейсы, сланцы, роговики, кварциты и др.; 6 — верхняя свита Кировоградско-Кременчугской полосы — кварциты, кварцево-биотитовые и углистые сланцы, мраморы, конгломераты, метапесчаники; 7 — кварциты; 8 — гнейсы биотитовые, графито-биотитовые, биотито-роговообманковые и др.; 9 — углисто-серпичитовые, полевошпато-кварцево-биотитовые с пачками гнейсов и микрогнейсов и карбонатных пород (мраморов); 10 — средняя свита Кировоградско-Кременчугской полосы — железистые роговики (кварциты), джеспилиты, сланцы; 11 — нижняя свита Кировоградско-Кременчугской полосы — метапесчаники аркозовые, кварциты, сланцы кварцево-слюдистые, тальковые и др.; 12 — сланцево-амфиболитовая свита Кировоградско-Кременчугской полосы — амфиболиты, сланцы, песчаники, кварциты, ультраосновные породы.

Верхний архей: 13 — мигматиты микроклиновые, плагиоклазо-микроклиновые, 14 — граниты плагиоклазовые, микроклино-плагиоклазовые, 15 — мигматиты плагиоклазовые, микроклино-плагиоклазовые с останками амфиболитов, сланцев, кварцитов, гнейсов и других пород, 16 — мигматиты и граниты плагиоклазовые и микроклино-плагиоклазовые, 17 — амфиболиты, гнейсы амфиболитовые, сланцы амфиболитовые, биотитовые, 18 — гнейсы амфиболитовые, биотито-плагиоклазовые, биотитовые и др., 19 — линия стратиграфического несогласия, 20 — линии тектонических разрывных нарушений (надвигов) установленные, 21 — линии тектонических разрывных нарушений предполагаемые (взбросы, сдвиги), 22 — антиклинальные и синклинальные складки, 23 — предполагаемые глубинные разломы.

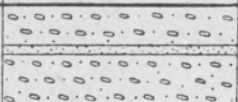
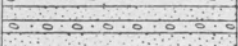
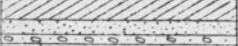
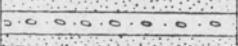
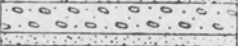
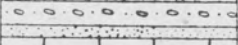
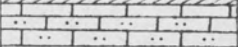
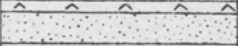
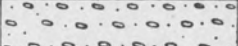
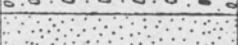
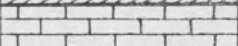
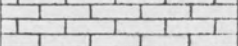
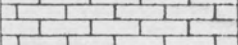
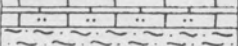
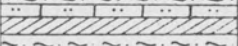
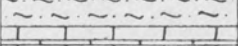
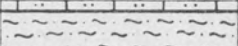
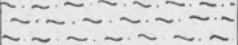
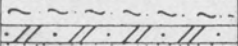
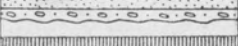
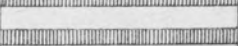
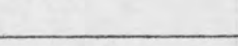
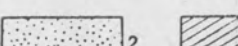
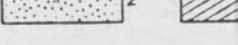
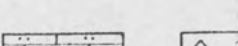
Месторождения, рудопроявления в обогащенные минерализации. Платформенный период развития — платформенный этап. Экзогенные. Гипергенные (остаточные в коре выветривания): 1 — обогащенная минерализация циркона; 2 — обогащенная минерализация ильменита, 3 — минерализация рутила, 4 — кобальтовые рудопроявления, 5 — никелевые рудопроявления, 6 — алюминиевые рудопроявления (бокситы), 7 — бурожелезные руды, 8 — мармитовые руды («шелестухи»), 9 — гетито-гематитовые руды. Эндогенно-экзогенные. Железные руды метаморфогенные, измененные и обогащенные гипергенными процессами: 10 — гетито-гематито-мармитовые, 11 — плотные, и рыхлые мармитовые руды.

Разломно-интрузивная стадия — поздний и конечный этапы. Эндогенные. Магматические: 12 — обогащенная минерализация сульфидов никеля, кобальта и других. Пегматитовые: 13 — минерализация пегматитовых жил, Гидротермальные: 14 — прожилки амфиболового асбеста, 15 — кварцево-сульфидные жилы свинца, цинка, железа, 16 — минерализация кварцевых и кварцево-карбонатных жил. Складчато-метаморфическая стадия — средний этап. Пегматитовые: 17 — обогащенная минерализация редких металлов. Гидротермальные: 18 — вкрапленность и прожилки сульфидов железа, меди, никеля, молибдена, свинца, 19 — минерализация редких металлов, 20 — жилы титанистых, роговообманково-магнетитовых руд. Метаморфические: 21 — жилы амфиболового асбеста, 22 — кварцево-карбонатные жилы с сульфидами железа, меди, мышьяка и др., 23 — минерализация ильменита, 24 — минерализация рутила, 25 — богатые метасоматические магнетитовые и гематито-магнетитовые руды, 26 — вкрапленные сульфиды, 27 — мрамор и другие метасоматические породы. Метаморфизованные: 28 — проявления высокоглиноземистых минералов (силлиманит, аидалунит и дистен), 29 — проявления гранатов; 30 — минерализация золота, 31 — обогащенная минерализация сульфидов никеля, кобальта, меди, свинца, 32 — обогащенная минерализация рутила, 33 — обогащенная минерализация циркона, 34 — бедные железные руды — железистые роговики, 35 — богатые железные руды верхней свиты и контакта средней и верхней свит; 36 — графитовые руды, 37 — кварциты, 38 — сидеритовые руды, 39 — мраморы кальцитовые, доломито-кальцитовые, 40 — мраморы доломитовые (доломиты).

Рудные зоны (поля) и зоны обогащенных минерализаций (на карте обозначены цифрами в кружках и околнотенностями соответствующими линиями): 1 — Южнокировоградская железорудная зона, 2 — Первомайская железорудная зона, 3 — Желтореченская железорудная зона, 4 — Восточноанновская железорудная зона, 5 — Алексеевская железорудная зона, 6 — Омельниковская железорудная зона, 7 — Тарапаковская зона амфиболового асбеста, 8 — Глеватская зона амфиболового асбеста, 9 — Кременчугская зона сульфидной минерализации, 10 — Саксганская железорудная, 11 — Западноанновская железорудная зона, 12 — Желтино-Успенковская железорудная зона, 13 — Кременчугская железорудная, 14 — Ильичевская железорудная, 15 — Дзержинско-Фрунзенская зона мраморов (доломитовых), 16 — зона редкометаллической сульфидной минерализации и мраморов Тарапаковского надвига, 17 — Марьяновское поле кварцитов и мраморов с сульфидной минерализацией, 18 — Петровско-Зеленовская зона мраморов, 19 — Петровско-Верблюжское графитовое поле, 20 — Ленинско-Петровская железорудная зона, 21 — Зеленовская железорудная зона, 22 — Червоно-Братско-Лозоватская железорудная зона, 23 — Карачунско-Лозоватская зона сульфидной и железорудной минерализации, 24 — Ореховское поле пегматитов, 25 — Красногвардейская зона цирконового и сульфидной минерализации, 26 — Новокировоградская зона цирконового и сульфидной минерализации, 27 — Ордо-Васильевское поле гидротермальной минерализации, 28 — Демуринская зона акцессорной рутиловой минерализации, 29 — Высокопольское бокситовое рудное поле, 30 — Терновское бурожелезнякаво-кобальто-никелевое рудное поле, 31 — Паньковское рудное поле бокситов и никеленосных каолинов.

Очередность поисково-разведочных работ (цветное):

1 — Прогнозные площади полей, зон первой очереди, 11 — Прогнозные площади полей, зон, участков второй очереди, 111 — Прогнозные площади полей, зон, участков третьей очереди.

Свита	Индекс	Формация	К о л о н к а	Мощность, м
Верхняя	K ₃	я		200-250
				100
				150
				200
				230-250
				20
				20-25
				60-70
				20
				70-80
				15-20
				70-80
				150
				110
				200
				320-350
				15
				50-60
Средняя K ₂	K ₂	Джеспилитовая		25
				40
				80-90
				10-15
	K ₃	Лазунная		200-300
				20-60
				20-60
				20-60
	K ₁	Углисто-терригенная		200-300
				20-60
				20-60
				20-60
	K ₂	Джеспилитовая		200-300
				20-60
				20-60
				20-60

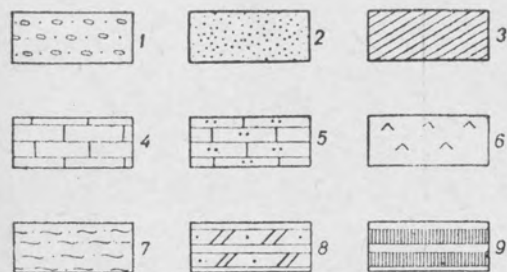


Рис. 9. Сводная стратиграфо-литологическая колонка отложений верхней свиты криворожской серии в центральной части Криворожского син-клинория:

1 — конгломераты, 2 — кварцито-песчаники, 3 — кварцево-биотитовые сланцы, 4 — доломиты, 5 — кварцево-карбонатные сланцы, 6 — карбонатно-талько-тремолитовые сланцы, 7 — графито-углистые кварцево-биотитовые сланцы, 8 — железистые песчаники, 9 — железистые кварциты с прослоями сланцев.

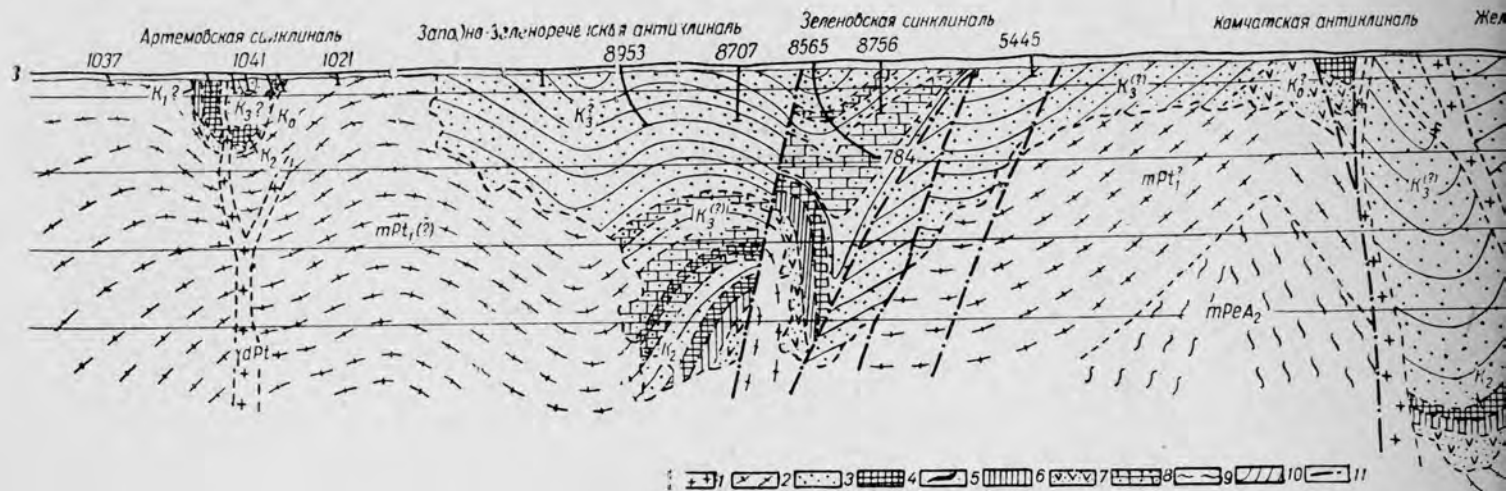


Рис. 14. Геологический разрез II—II (Зеленовский):

1 — граниты и пегматоиды микроклиновые днепровского типа, 2 — мигматиты и граниты плагиоклазовые, микроклино-плагиоклазовые, образовавшиеся за счет пород криворожской серии; 3 — сланцы слюдяные углистые; гнейсы графито-биотитовые, гранато-биотитовые с пачками сланцев и микрогнейсов; кварциты слюдяные, силлиманитовые, мета-

песчаники; 4 — роговики амфиболо-магнетитовые, амфиболо-магнетитовые с пироксеном, гематито-магнетитовые; сланцы амфиболовые, амфиболо-биотитовые и другие; 5 — руда амфиболо-магнетитовая; 6 — амфиболиты, гнейсы амфиболовые, биотито-амфиболо-плагиоклазовые, гранато-биотитовые и амфиболовые; 7 — сланцы карбонатно-талко-

вые, рабазды; 9 — 11 —

