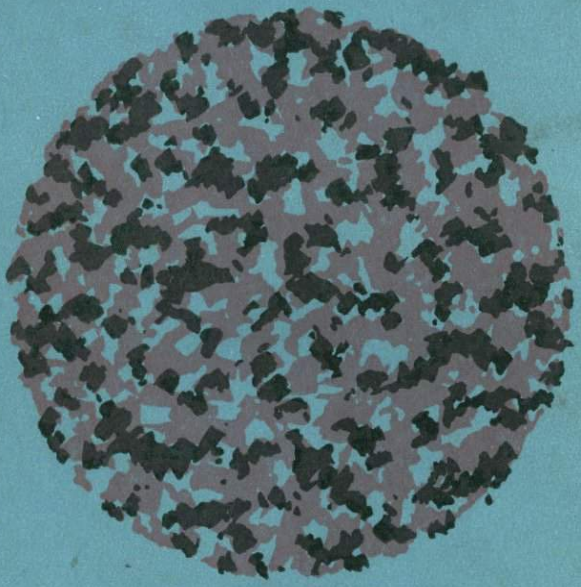
ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

В. И. Скаржинский



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

553.065

В. И. СКАРЖИНСКИЙ

ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

557

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»
КИЕВ — 1973

553
С 42

УДК 553.042.06.II

Приведено краткое описание разреза осадочной толщи Донецкого бассейна и слагающих ее вулканогенно-осадочных формаций, тектоники и глубинной структуры, предложена схема тектонического районирования Донбасса. Дана общая характеристика комплексов изверженных пород и магматических формаций бассейна. Охарактеризованы основные периоды и этапы развития структуры и магматизма. На основе анализа и обобщения имеющихся данных об эндогенной рудоносности Донецкого бассейна выделены рудные формации и определены основные закономерности их размещения. Сделан вывод о своеобразии Донецкого бассейна как металлогенической провинции. Даны некоторые общие рекомендации для поисков рудных месторождений в Донбассе.

Рассчитана на геологов научных и производственных организаций.

Ответственный редактор
акад. АН УССР Я.Н.БЕЛЕВЦЕВ

Рецензенты:
акад. АН УССР Л.Г.ТКАЧУК,
канд. геол.-мин. наук В.К.КУЛИКОВСКИЙ

Редакция литературы о Земле и Космосе
Зав. редакцией В.Н.Завирюхина

С 0294-062
М221(04)-73 90-73



Предисловие

Геологии Донецкого бассейна, история исследования которого, как важнейшего угольного бассейна страны, насчитывает полтора столетия, посвящена огромная литература. Благодаря трудам поколений геологов, среди которых на первом месте стоят имена таких блестящих представителей отечественной науки, как Е.П.Ковалевский, А.В.Гуров, А.П.Карпинский, Ф.Н.Чернышев, Л.И.Лутугин, П.И.Степанов, А.Д.Архангельский, Н.С.Шатский и многие другие, уровень геологической изученности бассейна, особенно угленосной формации, ее расчленения, биостратиграфической охарактеризованности и структуры настолько высок, что Донецкий бассейн является несомненно одним из наиболее детально исследованных регионов мира. Значение Донбасса как важнейшего источника топлива, химического и технологического сырья и необходимость освоения его недр не уменьшается, о чем свидетельствует огромный объем поисково-разведочных работ, выполняющихся в бассейне. Литература по рудоносности Донецкого бассейна также довольно значительна. Наряду с многочисленными статьями в периодических изданиях, содержащими сведения по частным вопросам, опубликовано несколько описаний Никитовского месторождения, Никитовского рудного поля и Нагольного кряжа. Однако обобщения результатов исследований рудоносности Донецкого бассейна в целом пока не приведено.

За последние 10–15 лет в результате комплексных геолого-съемочных, поисковых работ и тематических исследований накоплены факты, свидетельствующие о том, что перспективы обнаружения новых промышленных рудных месторождений в его пределах далеко не исчерпаны. В связи с этим возникла необходимость в анализе и обобщении этих данных и определении поисковых критериев, опирающихся на современные

научные представления о закономерностях размещения рудных месторождений. Такое обобщение важно и в чисто теоретическом аспекте в связи со своеобразием Донецкого бассейна как геоструктуры. Все это побудило автора предпринять попытку обобщения материалов по эндогенной металлогении Донецкого бассейна с целью установления закономерностей размещения эндогенных месторождений и рудопроявлений в Донбассе.

Источниками материалов, использованных автором, явились данные геологического картирования и поисково-разведочных работ, выполняющихся трестами Министерства геологии УССР, результаты тематических исследований проводимых научными учреждениями, опубликованные статьи и монографии, а также личные наблюдения автора, на протяжении ряда лет занимающегося изучением металлогении Донбасса, и его коллег по Институту геологических наук АН УССР, с начала 1969 г. – Института геохимии и физики минералов АН УССР.

В сборе необходимой геологической информации постоянное содействие автору оказывали геологи производственных организаций В.Г.Белоконь, Ю.В.Буцык, И.Р.Белоус, А.И.Зарицкий, С.И.Кирикилица, В.А.Ласьков, М.Л.Левенштейн, Н.Я.Ольховский, В.Е.Сависько, И.Л.Сафронов, О.Г.Сиденко и доцент Донецкого политехнического института Н.В.Бутурлинов, а по ряду специальных вопросов помощь советами и консультациями оказали Е.Н.Бартницкий, В.Б.Соллогуб, А.В.Чекунов, М.В.Чирвинская, А.З.Широков. Всем этим товарищам автор выражает искреннюю признательность. Автор считает приятным долгом поблагодарить за помощь в сборе и обработке материалов С.В.Кузнецову и Ю.А.Кузнецова, а в оформлении работы – Е.В.Подлесскую и А.Ф.Шевченко.

При подготовке к изданию автором с благодарностью учтены советы и замечания В.А.Кузнецова, Г.А.Твалчрелидзе, В.С.Попова и К.С.Ключихина, взявших на себя труд просмотреть рукопись.

ОБЗОР МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Работы, характеризующие рудные месторождения и рудопроявления Донецкого бассейна, являются преимущественно описательными или посвящены рассмотрению частных вопросов. Пожалуй, первой работой, в которой высказано предположение о существовании региональных причин, определяющих закономерности в размещении известных в то время месторождений в Донбассе, является статья Н.И.Безбородько "Полоса вулканизма Чернигов - Донбасс и обусловленная ею геохимическая провинция" (Безбородько, 1936). Эту полосу автор рассматривает как геохимическую провинцию, характеризующуюся проявлениями свинцового, цинкового, медного, серебряного, золотого и ртутного оруденений; к ней относятся полиметаллические месторождения Нагольного кряжа и сурьмяно-ртутные - Никитовки.

В 1939 г. в трудах Воронежского университета появилась статья Е.К.Лазаренко "К металлогенической характеристике Донецкого бассейна", где говорилось о связи известных в то время месторождений и рудопроявлений с крупными структурными элементами Донбасса - Главной и Южной антиклиналями, выделены три возрастных группы оруденения и отмечена связь одной из них с поперечным поднятием ("элевацией") киммерийского цикла. По мнению Е.К.Лазаренко, общность структур, контролирующих размещение как изверженных пород, так и рудных месторождений, свидетельствует о том, что и те и другие образовались в результате дифференциации одного и того же магматического очага, залегающего в виде гранитных и гранодиоритовых массивов вдоль антиклиналей и куполов Донбасса. Представление о связи оруденения с относительно неглубоко залегающими изверженными породами

кислого состава, несколько ранее высказанное Н.И.Свитальским (1936), исследовавшим Нагольный кряж, не подвергалось сколько-нибудь серьезному анализу до настоящего времени.

Успехи металлогенических исследований, начиная с конца пятидесятых годов, особенно второе металлогеническое совещание в Киеве в 1960 г., стимулировали эти исследования на Украине. В материалах первого и второго металлогенических совещаний были опубликованы доклады Н.П.Семененко (Семененко, 1958, 1960), который выделил в Донецком бассейне две рудоносные области - "Главного антиклинала и зоны разлома в контакте Донбасса и Украинского щита" (1960, стр. 26), связанные с герцинской эпохой складчатости. По мнению Н.П.Семененко, "ртутные оруденения контролируются купольными и разломными структурами в песчаных слоях, развитие которых и определяет перспективу этой крупной промышленной ртутной провинции СССР" (1960, стр. 26).

В 1964 г. опубликована коллективная монография "Проблемы металлогении Украины", специальный раздел которой посвящен Доно-Днепровской металлогенической провинции и в ее составе Донецкой складчатой области. В этой работе кратко охарактеризованы главные черты структуры и основные тектонические районы Доно-Днепровского прогиба, описаны осадочные формации, представляющие последовательные этапы его развития, предложена схема металлогенического районирования, дана общая характеристика рудоносности. Книга "Проблемы металлогении Украины" сыграла важную роль в развитии металлогенических исследований в республике. Составленная большим коллективом специалистов, она явилась итогом многолетних работ, отразившим состояние и уровень знаний в этой области геологической науки и практики. Однако в настоящее время, вследствие интенсивного притока информации, в частности по Доно-Днепровскому прогибу, приходится пересматривать многие положения и выводы, содержащиеся в монографии, и полнее учитывать такие существенно важные черты геологии и истории формирования подвижной области Донецкого бассейна как специфика магматизма, глубинное строение, относительное значение различных факторов контроля оруденения и другие.

И.Л.Никольский и Н.В.Бутурлинов (1965) построили схему геологической эволюции и эндогенной металлогении Донбасса с учетом развития магматической деятельности. Эти исследователи выделили доскладчатый платформенный, геосинклинальный и по-

слескладчатый платформенный этапы развития бассейна. По предположению авторов, с девонскими щелочноземельными породами связаны медносульфидные проявления юга Донбасса (в Волновахской зоне), со щелочными - редких элементов. С магматизмом раннего периода складчатости (*заальской* фазы герцинского тектогенеза) Никольский и Бутурлинов связывают образование Покрово-Киреевского месторождения плавикового шпата и золото-кварцево-анкеритовых жил Нагольного кряжа. По их мнению, с магматическими породами андезито-трахиандезитового состава, комплекс которых сформировался в среднюю фазу складчатости (*пфальцскую*), пространственно ассоциируются проявления медной и свинцовой минерализации различных районов Донбасса, в том числе и Нагольного кряжа, а также скарны на юге бассейна. Заключительной фазой складчатости была *юрская* ("донецкая" фаза, по С.Бубнову), для которой активная магматическая деятельность не была характерна. На этом, а возможно, и более позднем этапе развития Донбасса возникло ртутное оруденение. Таким образом, в статье И.Л.Никольского и Н.В.Бутурлинова дана хотя весьма лаконичная и далеко не полная, но наиболее последовательная схема эндогенной металлогении Донецкого бассейна.

Обзор литературы по эндогенной металлогении Донецкого бассейна нужно дополнить упоминанием о сводных работах по металлогении СССР. В.И.Смирнов (1963) в краткой ссылке на Донецкий бассейн как на одну из герцинских металлогенических провинций указывает, что известные полиметаллические и ртутные месторождения Донбасса образовались, скорее всего, в герцинскую эпоху, но все исследователи этих месторождений не исключают возможности возникновения их в более позднее время - в киммерийскую или даже альпийскую металлогеническую эпохи. А.И.Семенов, Ю.Г.Старицкий и Е.Т.Шаталов (1967) относят Донецкий бассейн к щелочно-фемическо-сиалическому (таймырскому) типу металлогенических провинций, для которых характерны структурно-металлогенические зоны гидротермальных полиметаллических, сурьмяно-ртутных и других месторождений, связанные с глубинными разломами длительного развития; связь оруденения с магматическими породами не ясна. Судя по прилагаемой к статье карте, эти исследователи относят Донецкий бассейн и Таймыр к мезозойским провинциям.

В заключение отметим, что необходимость дальнейших металлогенических исследований в Донецком бассейне не вызывает сомнений.

Эта необходимость диктуется тем, что перспективы бассейна как важной металлогенической провинции, находящейся в исключительно благоприятных экономических условиях, далеко не исчерпаны. В теоретическом плане металлогеническое исследование Донбасса несомненно расширит представления о сравнительно слабо изученных структурах типа внутриплатформенных, или "побочных" (Хаин, 1964), авлакогенных подвижных зон, возникших в связи с активизацией платформенного тектонического режима.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

В настоящее время общепринято представление о том, что осадочная (а в низах разреза - вулканогенно-осадочная) толща Донецкого бассейна залегает на эродированных сложно дислоцированных кристаллических докембрийских породах, аналогичных известным в пределах Украинского щита и Воронежского массива и слагающих фундамент Восточно-Европейской платформы. Взаимоотношения докембрийских кристаллических пород с палеозойскими образованиями Донецкого бассейна сравнительно хорошо изучены на юге, в зоне сочленения Приазовского блока Украинского щита со складчатым палеозоем Донбасса, где известен ряд обнажений этих пород. На южном склоне Воронежской антеклизы и северном - Украинского щита докембрийские образования вскрыты под палеозоем несколькими буровыми скважинами на различной глубине в связи с моноклинальным, слабо наклонным залеганием осадочной толщи, мощность которой возрастает к складчатому Донбассу. Описание толщи осадочных пород Донбасса, их состав и стратиграфическое расчленение имеются в многочисленных опубликованных работах и, в частности, в упомянутых выше монографиях. Поэтому во избежание ненужного повторения мы ограничимся кратким обзором осадочных формаций в объеме, необходимом для выяснения истории развития и характера бассейна как геологической структуры. В самых общих чертах вулканогенно-осадочные формации палеозойской толщи Донбасса охарактеризованы в известных работах Л.Б.Рухина (1953) и В.В.Белоусова (1962).

Наиболее полно и с учетом особенностей восточной и западной

частей бассейна охарактеризованы осадочные формации Донбасса в коллективной монографии "Проблемы металлогении Украины" (1964). Вулканогенно-осадочная толща здесь расчленена на формации, характеризующие последовательность развития Доно-Днепровского прогиба и свидетельствующие о различии режима накопления осадков в Донбассе и в области, переходной к Днепровско-Донецкой впадине. Лагунно-морские и континентальные отложения среднего и верхнего девона, залегающие в основании осадочной толщи Донбасса, отнесены к терригенно-галогенной формации платформенного типа. Они известны на юге бассейна, в пределах Волновахской тектонической зоны, где залегают на докембрийских кристаллических образованиях и представлены песчаниками, гравелитами, аргиллитами и известняками эйфельского и живетского ярусов. В Днепровско-Донецкой впадине и Бахмутской котловине, это сланцы, аргиллиты, соль, гипс и ангидрит, переслаивающиеся с мергелями, известняками и песчано-глинистыми породами; эти образования вскрыты скважинами и обнаружены в брекчиях солянокупольных структур. Не исключается вероятность того, что терригенно-галогенная формация характеризует собой завершающий этап предшествующего каледонского цикла.

Следующей формацией, характеризующей ранний и начальный этапы развития Доно-Днепровской подвижной зоны, является терригенно-вулканогенная. На юге бассейна к ней относятся известняковая брекчия, вулканические породы живетского яруса и терригенные образования „бурого" и „серого" девона - конгломераты, гравелиты, песчаники, аргиллитовые сланцы и туфы (франский и фаменский ярусы верхнего девона). В северо-западной части бассейна терригенно-вулканогенная формация представлена верхнедевонскими траппами, континентальными и лагунно-морскими отложениями - доломитами, известняками, аргиллитами, песчаниками, характерной особенностью которых является значительное содержание битумов.

В качестве самостоятельной выделяется карбонатная формация - толща известняков нижнего карбона, отделенная от нижележащих четким несогласием. Породы карбонатной формации обнажены и вскрыты скважинами на юге бассейна, где они имеют турнейский и ранневизейский возраст. На севере на платформенном склоне Воронежского массива толща карбонатных отложений - это весь нижний карбон и значительная часть башкирского яруса верхнего карбона. К северо-западу, к Днепровско-Донецкой впадине, карбонатные породы этого возраста постепенно сменяются терригенными.

К вышележащей терригенно-угленосной формации отнесена мощная толща песчано-глинистых пород с маломощными прослоями известняков и углей. В юго-западной части бассейна, на платформенном склоне Украинского щита, угленосные отложения начинаются со второй половины визе, на севере - со второй половины башкирского яруса, охватывая, таким образом, часть отложений нижнего карбона, весь средний и нижнюю часть верхнего карбона до араукаритовой свиты, суммарной мощностью свыше 12 000 м. Характерная особенность формации, детально описанная Ю.А.Жемчужниковым (1955), - многократное повторение условий накопления осадков различного состава - от континентальных до морских, обусловившее ритмическое строение угленосной толщи.

Смена режима и условий осадконакопления к концу каменноугольного периода привела к образованию галогенно-красноцветной формации, охватывающей отложения араукаритовой свиты верхнего карбона и всей нижней перми. Это лагунно-континентальные и прибрежноморские отложения - аргиллиты, песчаники, известняки, ангидриты, соли.

Следующей формацией, выделенной авторами монографии, является пестроцветная, охватывающая отложения верхней перми и триаса, развитые в Кальмиус-Торецкой, Бахмутской котловинах и Днепровско-Донецкой впадине. Пестроцветная формация сложена красноцветными, зеленовато-серыми, светло-серыми песчаниками, алевролитами, глинами, конгломератами дроновской свиты верхней перми и глинами, алевролитами, гравелитами и конгломератами, обычно слабо окатанными и плохо отсортированными, серебрянской и протопивской свит триаса.

Осадочные формации в отложениях мезозоя и кайнозоя в Донбассе различаются с трудом. Эти отложения, распространенные в наиболее мобильных районах и зонах на западе, севере и юге бассейна, характеризуются пестротой литологического и фациального состава и его изменчивостью как в вертикальном разрезе, так и по площади, резкими изменениями мощностей, часто на небольшом расстоянии, многочисленными местными перерывами и несогласиями.

Характеристика осадочных формаций и их наименование, принятые в книге "Проблемы металлогении Украины" и кратко изложенные выше, в сколько-нибудь существенных изменениях не нуждаются. Вместе с тем нужно подчеркнуть некоторые особенности формационного

ряда, определяющие специфические черты развития Донецкого бассейна.

Прежде всего обращает на себя внимание существенное различие в составе пород западной и восточной частей бассейна: на северо-западе есть соленосные отложения, неизвестные на юге и, вероятно, отсутствующие на востоке, к западу также возрастает роль терригенных образований в карбонатной формации, а угленосность каменноугольных отложений уменьшается. Западная часть бассейна, как и Днепровско-Донецкая впадина, после отложения пестроцветной формации (P_2-T) продолжала испытывать общую тенденцию к опусканию, а в восточной нисходящие движения сменились восходящими. Инверсия тектонического режима, четко выраженная в восточной части прогиба, на западе происходила сравнительно вяло и была кратковременной. На востоке доинверсионное погружение и накопление терригенноугленосной формации были значительно более интенсивными, чем на западе, что сказалось на мощности угленосных отложений.

Сравнение вулканогенно-осадочных формаций Донецкого бассейна с типовыми формационными рядами геоструктурных зон (Хаин, 1964) свидетельствует о своеобразии развития и наличии признаков, присущих как платформам, так и геосинклиналям. На ранней (начальной) стадии тектонического цикла в бассейне господствовали платформенные условия, когда накапливались лагунно-континентальные отложения терригенно-галогенной и терригенно-вулканогенной формации, соответствующих базальной лагунно-континентальной формации платформ, по В.Е.Хаину. Близка к платформенному типу также карбонатная формация нижнего карбона. Иной характер имеет терригенно-угленосная формация, близкая по некоторым признакам к аспидной формации ранней стадии геосинклинального цикла или к паралической угленосной субформации. В формационном ряду бассейна нет таких характерных формаций первой (доинверсионной) половины цикла, как известняковой геосинклинальной и флишевой, но отложения араукаритовой свиты верхнего карбона и особенно нижней перми весьма близки к типичным образованиям нижней молассовой формации. Пестроцветная формация верхней перми - триаса, таким образом, является аналогом верхней молассовой формации миогеосинклиналей, отличаясь от типичных примеров отсутствием грубообломочного материала и небольшой мощностью, во всяком случае в тех районах, где отложения сохранились. Мезозойские и кайнозойские отложения формировались в условиях молодой платформы, подвижной в периферических частях.

Как видим, формационный ряд отложений в Донецком бассейне весьма своеобразен. Значительно растянуты во времени и нечетко выражены орогенные формации – нижняя и верхняя молассы, в составе которых нет грубообломочных пород предгорных фаций. Нет флиша, характеризующего процесс осадконакопления в условиях геосинклинальных трогов. Уникальна по мощности угленосная формация доинверсионной половины цикла; в то же время, сходные условия накопления угленосных отложений существовали как в пределах прогиба (средний карбон), так и на платформенных склонах Украинского щита (нижний карбон) и Воронежского массива (средний карбон).

Тектоника

Северная и южная границы складчатой структуры бассейна достаточно четки, и их определение особых разногласий у исследователей Донбасса не вызывает. По существующим представлениям (Попов, 1963, 1964), на севере складчатый Донбасс граничит с платформенным склоном Воронежского массива по системе краевых разрывных нарушений, прослеживающихся от Красного Оскола на западе до Котельникова на востоке, на протяжении 600 км, и объединяющихся под названием Северодонецкого надвига. По данным буровых работ последних лет (Терентьев, 1967), краевой структурой Донецкого складчатого сооружения является Краснореченский сброс, расположенный несколько севернее Северодонецкого надвига и в общем параллельный ему.

Менее четко устанавливается южная граница бассейна. Только в западной части она прослежена буровыми работами и в обнажениях в сложно построенной тектонической зоне сочленения складчатого палеозоя Донбасса с Приазовским блоком Украинского щита (Волновахской зоне). Далее к востоку под мезокайнозойскими отложениями южная граница бассейна, по геофизическим данным, имеет вид субширотной зоны разломов, протягивающейся в бассейн р. Маныча (Лебедев и Собакарь, 1962; Собакарь, 1965).

На востоке складчатые структуры Донецкого бассейна прослеживаются до Цимлянского водохранилища и, вероятно, восточнее; здесь они погружаются и перекрыты мощной толщей мезокайнозойских образований.

Южную часть западной границы бассейна, по мнению большинства исследователей, следует проводить по зоне Криворожско-Павловского сброса – регионального нарушения, уходящего в кристаллическое осно-

вание и отделяющего Кальмиус-Торецкую котловину от северного платформенного склона Украинского щита (Левенштейн, 1969). Менее уверенно определяется северо-западная граница, т.е. граница между Донбассом и Днепровско-Донецкой впадиной. По этому вопросу существуют противоречивые мнения и его решение имеет принципиальное значение. Здесь мы укажем, что наиболее обоснованно проведение северо-западной границы Донбасса от Криворожско-Павловского сброса к северу через Мечебиловский купол до Волвенковского купола и далее на восток через широтный ряд куполовидных структур до Кременского купола (Попов, 1963, 1964, Левенштейн, Соколов, 1963, и др.).

В указанных границах Донецкий бассейн представляет собой складчатую систему, вытянутую в запад - северо-западном направлении, с севера и юга ограниченную выступами кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, на востоке погружающуюся под мощную толщу молодых горизонтально лежащих отложений, на северо-западе имеющую сложную границу с прогибом платформы - Днепровско-Донецкой впадиной. Большинство элементов складчатой структуры Донбасса ориентировано также в запад - северо-западном направлении, параллельно его северному и южному ограничениям. Этому направлению подчинены как крупные складки - Главная антиклиналь, Главная и Южная синклинали, Северная, или Колпаковско-Замчаловская, антиклиналь, Зуевская и Куйбышевско-Несветаевская антиклинали, так и подавляющее большинство более мелких, второстепенных складок, детально изученных в пределах открытого Донбасса и изображенных на тектонической схеме В.С.Попова (1963) и геологических картах Донбасса.

Иначе ориентированы немногочисленные пликативные структуры - субширотные в Бахмутской котловине и северо-восточные в Кальмиус-Торецкой котловине и на западном замыкании Северной антиклинали. В области обнаженного палеозоя преобладают сравнительно правильные линейные складки. В Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах, которые являются обширными мульдообразными структурами, развиты куполообразные и брахиантиклинальные формы, ориентированные линейно и разделенные широкими синклиналями (в Бахмутской котловине), или асимметричные флексурообразные складки и пологие купола (в Кальмиус-Торецкой котловине). Куполообразные и брахискладчатые структуры распространены также вдоль северного борта складчатого Донбасса.

В узкой полосе между Северодонецким надвигом и Краснореченским сбросом – зоне перехода от платформенного склона Воронежского массива и складчатой зоне Донбасса – расположена цепочка пологих куполов.

Складчатая структура Донецкого бассейна разбита сложной системой разрывных нарушений разных размеров, ориентировки и происхождения. Крупнейшими из них являются системы краевых нарушений (северного и южного обрамления) складчатого Донбасса. Такое же направление имеет региональный разлом вдоль свода Главной антиклинали, выраженный системой крупных протяженных надвигов и второстепенных структур от Нагольного кряжа (и восточнее) до Дружковско-Константиновской антиклинали включительно на западе. По данным геологической съемки (В.В. Каминский), этот разлом прослеживается и далее на северо-запад вдоль линии куполов, ограничивающей Бахмутскую котловину с юго-запада, до Алексеевского купола в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. Региональный характер имеет Алмазно-Марьевский надвиг, расположенный южнее Северодонецкого в общем параллельно ему и, по-видимому, изменяющий запад – северо-западное направление в открытом Донбассе на широтное в Бахмутской котловине. В южной части Донбасса самые значительные надвиги – Персиановский и Мушкетовский (субширотные). Согласно с запад – северо-западным направлением большинства складчатых форм бассейна простираются многочисленные разрывы подчиненных порядков, сосредоточенные главным образом в северной половине бассейна.

Разрывных нарушений субмеридионального и северо-восточного простирания значительно меньше, но тем не менее, они играют важную роль в формировании структуры бассейна. К ним относятся прежде всего протяженный Криворожско-Павловский сброс, ограничивающий Кальмиус-Торецкую котловину с запада (Левенштейн, 1959), и серия крупных надвигов и сбросов к востоку от него. Крупные субмеридиональные разломы ограничивают на востоке горсто-грабеновую структуру верховьев р. Еланчика. Серия параллельных нарушений, тесно связанных с флексурами северо-восточного простирания, группируется вдоль восточных бортов Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин. По-видимому, весьма важны субмеридиональные нарушения и во внутренней части Бахмутской котловины.

Сравнение некоторых особенностей примыкающих к Донбассу и

ограничивающих распространение складчатого палеозоя склонов Воронежского массива и Украинского щита показывает, что их строение и, очевидно, поведение и роль этих областей в истории формирования бассейна существенно различны.

На южном склоне Воронежского массива (Старобельско-Миллеровской моноклинали) на докембрийском основании залегает толща каменноугольных отложений, падающая к югу под углами 1-2°. Только вдоль южного края моноклинали, в своеобразной переходной зоне между Краснореченским сбросом и Северодонецким надвигом, появляются более сложные, преимущественно мелкие, формы складчатых структур типа куполов или брахиантиклиналей, иногда осложненные под надвигом поперечными сбросами (Лисичанский купол). В пределах моноклинали находятся незначительные поднятия и депрессии - типичные платформенные структуры. Разрывы, секущие карбон и нарушающие мезокайнозойские отложения, по-видимому, немногочисленны, хотя могут играть и существенную роль (Багно, 1964; Машир, 1967, 1968; Багно, Машир, 1969). Отметим, что некоторые геологи находят в пределах Старобельско-Миллеровской моноклинали в бассейне р. Деркула отражение поперечного Ровеньковского поднятия, выраженного в складчатом Донбассе Нагольным кряжем и другими пликативными и разрывными структурами.

Платформенный склон Украинского щита, примыкающий восточной частью к Кальмиус-Торецкой котловине Донбасса и известный под названием Западного сектора угленосного Донбасса, или Новомосковско-Петропавловской моноклинали, характеризуется значительно более сложным строением. Палеозойские отложения, залегающие на кристаллическом докембрийском основании и падающие под углом 2-5° на север, в сторону Днепровско-Донецкой впадины разбиты множеством сбросов (более 80 вскрыто разведочными работами), ориентированных поперечно или диагонально по отношению к простиранию отложений карбона (Абаянцев, 1958; Широков, Алымов, 1963; Попов, 1963; и др.). На границе с Днепровско-Донецкой впадиной вдоль всей моноклинали (и далее к западу) проходит крупный региональный продольный (субширотный) Михайловско-Юрьевский разлом, восточным окончанием сочленяющийся с северным флангом Криворожско-Павловского сброса.

Поперечные нарушения распределены на площади Новомосковско-Петропавловской моноклинали неравномерно. В.С.Попов (1963), А.З.Широков и Д.Ф.Алымов (1963) отмечают наиболее нарушенную поло-

су шириной в 15-20 км в районе г. Павлограда, называя эту структуру Большим Павлоградским грабеном. Далее к юго-востоку строение южного края моноклинали усложняется южнее ст. Межевой и на южном фланге Криворожско-Павловского сброса .

Очертание южного края Новомосковско-Петропавловской моноклинали, вдоль которого палеозойские отложения контактируют с подстилающими их кристаллическими породами фундамента, и данные буровых работ в этом районе не оставляют сомнения в том, что крупные нарушения, разрывающие толщу осадочных пород, уходят в кристаллическое основание. Амплитуда их часто измеряется сотнями метров, в связи с чем вся моноклиналь, включая фундамент, имеет сложное блоковое строение. Некоторые нарушения секут не только докембрийские и палеозойские образования, но и вышележащие породы мезозоя (Михайловский разлом, Орловский сброс). В результате подробного рассмотрения разломной тектоники Новомосковско-Петропавловской моноклинали А.З.Широков и Д.Ф.Алымов (1963) пришли к выводу о складчато-глыбовом строении всего Донецкого бассейна, обусловленном как перемещением блоков, так и складчато-волновыми движениями.

Не менее сложно строение территории расположенной далее к востоку, вдоль южной границы Кальмиус-Торецкой котловины, известной в литературе и геологической практике под названием зоны сочленения Донецкого бассейна с Приазовским блоком Украинского щита, или Волновахской зоны. Основными элементами зоны являются субширотные разломы - северный и южный, имеющие характер, по-видимому, сложных сбросов и протягивающиеся от южного фланга Криворожско-Павловского сброса до субмеридиональной Грузско-Еланчикской зоны нарушений (грабена). Вся зона, ограниченная с севера и юга этими субширотными разломами, разбита многочисленными нарушениями субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания, иногда протягивающимися в пределы докембрийского Приазовского блока Украинского щита. Сочетание субширотных и поперечных нарушений в Волновахской зоне обусловило блоковое ее строение, а дифференциальные движения привели к перемещению блоков и вывели на один эрозионный уровень породы различного возраста, вплоть до докембрийских кристаллических образований, обнаженных современным эрозионным срезом (Стыльский район). Разломные структуры Волновахской зоны служили путями подъема магмы, изливавшейся на поверхность (эффузивные образования девона) или внедрявшейся в толщу палеозойских пород.

Далее к востоку, восточнее Еланчикского грабена, палеозойские образования Донбасса и кристаллические породы фундамента находятся на значительной глубине и перекрыты мощной толщей мезокайнозойских рыхлых пород, в связи с чем граница между ними устанавливается только геофизическими методами и сравнительно немногочисленными скважинами.

По данным Т.С.Лебедева и Г.Т.Собакаря (1962), использовавших результаты комплексных геофизических исследований, в северо-восточной части Приазовского блока имеется система разломных структур субмеридионального и субширотного направлений, образующих блоки, уступами погружающиеся в восточном направлении. Амплитуды вертикальных перемещений по разломам достигают 2000 м. Эти структуры определяют границу между кристаллическим щитом и Донецким бассейном, представленную южнодонбасской системой глубинных разломов, шириной в 20-30 км. На западе эта система увязывается с Волновахской зоной (зоной сочленения). Анализ аномалий магнитного поля, по мнению этих ученых, свидетельствует о связи с глубинными разломами магматических пород, роль которых к востоку возрастает.

В целом, в современном плане Донецкий бассейн, как указывает В.С.Попов (1963, 1964), представляет собой антеклизу, приподнятое палеозойское ядро которой окружено по периферии отложениями мезозоя и кайнозоя, слагающими верхний структурный этаж Донецкого складчатого сооружения.

Существенные различия в структуре осадочной толщи отдельных районов Донбасса, отражающие особенности истории их развития, определили возможность разделения территории бассейна по структурным признакам и составления схемы тектонического районирования. Впервые разделение Донбасса на крупные структурные элементы предложил академик П.И.Степанов в 1944 г. Дальнейшее изучение тектоники Донбасса на базе огромного объема поисковых, разведочных и съемочных работ позволило В.С.Попову предложить схему тектонического районирования Донбасса, не встретившую существенных возражений до настоящего времени (Попов, 1963, 1964). Согласно этой схеме, вся площадь складчатого Донбасса делится на следующие тектонические зоны:

1) центральную (срединную) зону крупных линейных складок, 2) северную зону мелкой складчатости и надвигов, 3) южную зону мелкой складчатости и сбросов, 4) западную площадь линейных и пе-

реходных к прерывным складок (западную зону замыкания складчатого Донбасса), представленную Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинами. Учитывая распространение угленосных отложений Донецкого карбона на платформенные склоны Воронежского массива и Украинского щита, В.С.Попов в схеме районирования бассейна выделяет также две моноклинали - северную и южную. На рис.I обозначены: I- зона крупных линейных складок, П - северная зона мелкой складчатости; а - подзона мелких складок и надвигов, б - подзона относительно крупных складок, Ш - южная зона мелкой складчатости, IУ - южная зона блоковых структур, У - зона краевых купольных складок, УI - Бахмутская котловина, УП - Кальмиус-Торецкая котловина, УШ - склон Украинского щита (Новомосковско-Петропавловская моноклиналь), IX - склон Воронежского массива (Старобельско-Миллеровская моноклиналь), X - Украинский щит, XI - Центральный грабен Днепровско-Донецкой впадины .

М.Л.Левенштейн (1967), рассматривая Донецкий прогиб как часть Доно-Днепровского прогиба (авлакогена), считает его структурой платформенной. Он подчеркивает различие в строении Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса и приходит к выводу о необходимости выделения "обширной переходной зоны, в которой последовательно происходит смена особенностей осадков и морфологии структур" (стр.51), относя к этой зоне Бахмутскую, Кальмиус-Торецкую котловины и область развития купольных структур северо-западной окраины Донецкого бассейна. В складчатом Донбассе он различает центральную зону крупных линейных складок, северную и южную зоны мелкой складчатости и южную зону блоковых структур.

Почти в том же плане составлена схема тектонического районирования палеозойского структурного этажа в приложении к тектонической схеме Большого Донбасса, составленной В.В.Лагутиной, М.Л.Левенштейном, Н.А.Лейе и В.С.Поповым (1968).

Как видим, в основу приведенных схем тектонического районирования положен в первую очередь характер складчатых форм бассейна, их размеры и морфология; разрывным нарушениям, за исключением краевых структур, отводится второстепенная роль. Такой подход оправдан постольку, поскольку речь идет об угольном бассейне, в котором закономерности размещения месторождений угля определяются строением и условиями залегания угленосной толщи. Однако и в этом случае схемы тектонического районирования Донецкого бассейна нуж-



Рис. I. Схема тектонического районирования Донецкого бассейна (по В.С.Попову).

даются в некоторых существенных уточнениях.

Едва ли можно считать равнозначными северную и южную зоны мелкой складчатости, на что обратил внимание А.З.Широков в 1958 г. На севере относительно мелкие линейные складки, осложненные многочисленными надвигами в общем согласного со складками простирания, развиты в выдержанной зоне вдоль всей складчатой структуры бассейна. На юге такой выдержанной зоны нет, мелкие складки известны только в западной части южной половины бассейна, причем они имеют не линейную, а сложную или грубо изометричную форму и осложнены мелкими нарушениями различной ориентировки. В южной половине бассейна есть также крупные поперечные и диагональные разрывы, играющие важную роль в размещении магматических пород. Таким образом, структура Донбасса асимметрична, что видно из различия как складчатых, так и разрывных нарушений. Асимметрия существовала и на доскладчатой стадии развития прогиба и выразилась в более интенсивном прогибании его ложа в карбоне и соответственно в большей мощности каменноугольных отложений на юге бассейна (Широков, 1955, 1958, 1963).

Представления о разломной тектонике Донецкого бассейна обобщены в виде схем в разное время. Различие в преобладающих формах нарушений по районам бассейна охарактеризовал

А.З.Широков в 1958 г. Он наметил четыре зоны локализации разрывных дислокаций различной формы и генезиса (рис. 2). Здесь

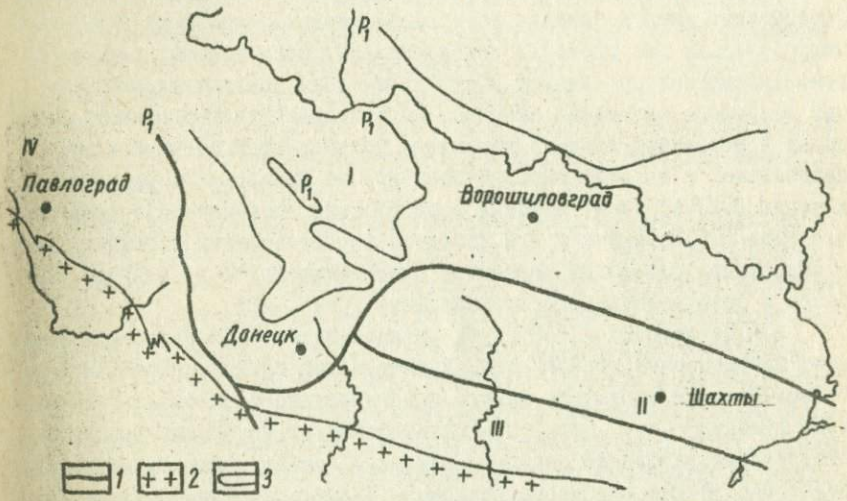


Рис. 2. Схема зональности распределения различных форм разрывных дислокаций (по А.З.Широкову).

показаны: I – зона надвигов, II – зона поперечных сбросов, III – зона надвигов и сбросов, IV – зона сбросов, 1 – границы зон, 2 – кристаллические породы Украинского щита, 3 – контур Донецкого бассейна. Первая зона – развития надвигов, охватывающая северную половину бассейна, Бахмутскую и Кальмиус-Торецкую котловины. Вторая зона – это центр и часть южной половины бассейна, где развиты поперечные сбросы. В третьей, южной, зоне преобладают надвиги и сбросы, а в четвертой, расположенной на платформенном склоне Украинского щита, развиты преимущественно сбросы. Анализ форм проявления складчатости и разрывных дислокаций в Донецкой структуре привел А.З.Широкова к выводу о том, что "образование и развитие последней обусловлено взаимодействием сил как вертикальных, связанных с энергией глубоких частей земной коры, так и горизонтальных, исходящих от отдельных глыб, на которые разбиты и обрамляющие до-

кембрийские массивы, и кристаллический фундамент Донецкого прогиба" (Широков, 1958, стр. 24).

Обобщенную схему расположения разломных структур Донецкого синклинория предложил И.И.Чебаненко (1966). Кроме субширотных краевых разломов, северо-западных нарушений платформенного склона Украинского щита и "мелких внутриформационных разломов" И.И.Чебаненко выделил на схеме 13 зон поперечных региональных разломов, ориентированных по азимуту 30-40°. Эти зоны поперечных дислокаций глубокого заложения намечены по положению систем мелких разрывов в осадочных толщах, характеру изгибов осей антиклиналей и синклиналей и по ориентировке разломов на Приазовском массиве, которую И.И.Чебаненко выяснил в результате "переинтерпретации материалов Г.Т.Собакаря и Т.С.Лебедева в соответствии с общими закономерностями разломной тектоники Днепровско-Донецкой впадины, Донбасса и северо-западного Предкавказья" (стр. 42).

И.А.Майданович (1968) субширотными глубинными разломами считает Южнодонецкий краевой шов, Мушкетовский глубинный разлом - "промежуточную структуру южного моноклинального склона и центрального грабена" (стр. 506), Центральнодонецкий глубинный разлом и Лутугинский глубинный разлом - северную границу центрального грабена. Поперечные глубинные разломы - Еланчикско-Ровеньковский и Волновахско-Чернухинский - по мнению И.А.Майдановича, "заходят в пределы Донбасса с Приазовского массива и являются общими для этих структурно-фациальных зон" (стр. 508).

Наконец, нужно отметить схему разломных глубинных структур Доно-Днепровского прогиба, предложенную В.К.Гавришем (Гавриш, 1969). На этой схеме на территории Донбасса показаны субширотные краевые разломы, ограничивающие Доно-Днепровский прогиб на всем его протяжении, вплоть до Каспийского моря, и субмеридиональные (северо-восточные и северо-западные) глубинные структуры, прослеживающиеся, по данным автора схемы, далеко за контуры прогиба на север и юг.

Рассмотрение работ, касающихся в той или иной мере разломной тектоники Донецкого бассейна, заняло бы слишком много места. Поэтому мы ограничиваемся приведенными выше схемами, учитывающими фактические данные, включая и последние годы. На материалы, характеризующие структуру отдельных районов бассейна в более крупном масштабе и более детально, далее сделаны ссылки в соответствующих разделах.

О глубинном строении Донбасса

Связь элементов тектоники палеозойского структурного этажа Донецкого бассейна со структурными особенностями подстилающего докембрийского ложа бассейна привлекала внимание исследователей, начиная, по-видимому, с работ академика П.И.Степанова (1932). Позднее роль строения фундамента и движений его блоков в формировании складчатой структуры Донбасса обсуждалась неоднократно и оценивалась различными исследователями Донбасса по-разному. Понятно, что решение этого вопроса для выяснения закономерностей размещения и условий образования эндогенного оруденения имеет принципиальное значение.

Работы последних лет, выполненные геологоразведочными организациями в Донбассе, не оставляют сомнения в том, что некоторые крупные разломные структуры, нарушающие толщу осадочных образований палеозоя, а иногда и более молодых, уходят в кристаллический фундамент. К таким структурам относятся Криворожско-Павловский сброс, ограничивающий на западе Кальмиус-Торецкую котловину, система разломов субширотной Волновахской тектонической зоны, отделяющей складчатый палеозой Донбасса от Приазовского блока Украинского щита, субмеридиональные нарушения, ограничивающие Еланчикский грабен, разломные структуры северного платформенного склона Украинского щита (Новомосковско-Петропавловская моноклиналь). По данным геофизических исследований, несомненно существование нарушений фундамента вдоль южной границы складчатого Донбасса (Лебедев, Собакарь, 1962; Собакарь, 1965) и вдоль его северного борта, где в основании осадочной толщи залегают основные эффузивы (Дубинский, Дюков, 1964).

В последнее десятилетие получены новые данные о глубинном строении Донецкого бассейна, основанные на результатах глубинного сейсмического зондирования, выполненного Институтом геофизики АН УССР и геофизическими партиями Министерства геологии Украины. Интерпретируя эти данные, мы не можем претендовать на однозначное решение сложных вопросов, относящихся к структуре земной коры и истории формирования складчатого сооружения бассейна, прежде всего вследствие известных затруднений при самой интерпретации и гипотетичности многих представлений о строении Земли, ее оболочек и процессов, в них происходящих. Тем не менее такая попытка необходима в силу своеобразия бассейна как структуры, несущей признаки как геосинклинали, так и платформы.

Данные ГСЗ, уже интерпретированные (Соллогуб, 1966, 1967, 1969; Соллогуб, Чекунов, Павленкова, 1966; Чекунов, 1966, 1967, 1968; и др.), свидетельствуют о существенном различии в глубинном строении западной и восточной частей Доно-Днепровского прогиба – Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого бассейна (рис. 3; условные обозначения: 1 – осадочный слой, 2 – "гранитный" слой, 3 – "базальтовый" слой, 4 – поверхность Мохоровичича, 5 – глубинные разломы, 6 – разрывные нарушения в осадочной толще).

Для западной части Доно-Днепровского прогиба (рис. 3, I-I) – платформенной структуры с выдержанным нисходящим режимом движений – характерно уменьшение мощности коры – гранитного и главным образом базальтового слоя (обращенный рельеф поверхности Мохоровичича), меньшая мощность осадочной толщи (вследствие меньшей амплитуды прогибания), относительно более однородное строение как гранитного, так и базальтового слоев.

В переходной части прогиба – Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах (см. рис. 3, II – II) характеризующейся промежуточными чертами развития (слабым и кратковременным проявлением инверсии с последующим возвратом к длительному опусканию – мощность коры относительно выдержана, так как рельеф поверхности кристаллического фундамента повторяется рельефом поверхностей Конрада и Мохоровичича, мощность осадочной толщи увеличена, строение слоев коры более неоднородно (есть поверхности раздела).

Для восточной части прогиба – Донбасса, имеющей признаки геосинклинали, отмеченные выше закономерности выступают не столь четко (см. рис. 3, III-III). Поверхность кристаллического фундамента опущена несимметрично, максимально в южной половине прогиба; более опущена на юге и поверхность Конрада. Поверхность Мохоровичича под прогибом в общем погружается незначительно и плавно, без четко выраженного "корня" гор, несколько приподнята на юге и разбита многочисленными разрывами. В северной половине прогиба резко увеличена мощность базальтового слоя и уменьшена – гранитного вследствие подъема поверхности Конрада. Обнаруживаются многочисленные признаки неоднородного строения коры и верхнего слоя мантии, выраженные поверхностями раздела, особенно в базальтовом слое в южной половине прогиба.

Детальное рассмотрение причин формирования того или иного типа разрезов земной коры выходит за рамки настоящей работы. Здесь

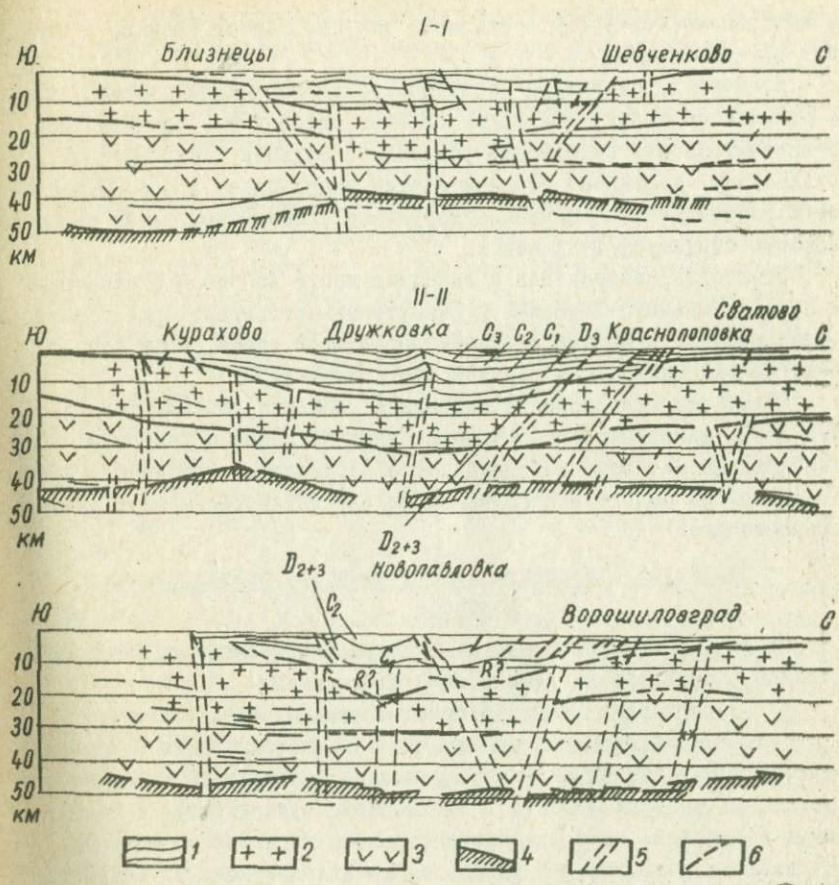


Рис. 3. Сейсмогеологические разрезы:
I-I по линии Близнецы - Шевченково (по В.Б.Соллогубу, Н.И.Павленковой, А.В.Чекунову, Т.В.Смелянской); II-II - по линии Ногайск - Константиновка - Сватово (по В.Б.Соллогубу, Н.И.Павленковой, Т.В.Смелянской); III-III - по линии Новоазовск - Луганск - Титовка (по М.А.Бородулину, Н.П.Масленниковой, М.Т.Хохлову, В.П.Омельченко).

же необходимо подчеркнуть главное, что, по нашему мнению, вытекает из сказанного.

Во-первых, структура осадочной толщи Донецкого бассейна тесно связана со структурой глубоких горизонтов коры, расчлененной на систему блоков глубинными разломами, большая часть которых, по-видимому, достигает верхней мантии и проникает в нее. Складчатые и разрывные тектонические нарушения в осадочной толще отражают блоковую структуру фундамента.

Во-вторых, центральная и западная части Донбасса ("открытый" Донбасс и Кальмиус-Торецкая и Бахмутская котловины) существенно различаются по строению не только осадочной толщи, но и коры, а также по-видимому, даже верхней части мантии.

Современные сведения о тектонике Донбасса позволяют предложить схему тектонического районирования бассейна с учетом расположения разрывных нарушений фундамента, достигающих области вероятной генерации эндогенных (ювенильных или метаморфогенных) рудоносных растворов.

Структура фундамента и тектоническое районирование Донбасса

Схема расположения разрывных нарушений фундамента Донецкого бассейна составлена на основе следующих данных.

I. Геологических карт бассейна и сводных схем тектоники.

При этом принимались во внимание: а) конфигурация и ориентировка осей складчатых структур, различие в характере складчатости в различных районах Донбасса; б) масштаб, ориентировка и типы разрывных нарушений, их взаиморасположение и характер сочленения, длительность развития; в) расположение солянокупольных структур, ориентировка которых свидетельствует о связи их с протяженными разрывными нарушениями, уходящими в глубину ниже горизонтов девонской соли; г) направление линейных границ литолого-фациальных типов и изменение мощности мезо-кайнозойских отложений, свидетельствующие о различии условий осадконакопления в связи с оживлением глубинных разломных структур длительного развития (в частности, на юге бассейна), а также данные об изменении мощности палеозойских отложений; д) результаты изучения разрывных нарушений в прибортовых частях бассейна, непосредственно свидетельствующие об их проникновении в кристаллический фундамент.

2. Закономерностей размещения магматических пород (производных глубинных очагов магмы), которые проникали к поверхности по линейным каналам - глубинным разломам.

3. Данных глубинного сейсмического зондирования, интерпретированных в соответствии с особенностями геологического строения бассейна.

Поскольку речь идет о тектонике фундамента, залегающего на значительной глубине, предлагаемая схема не может претендовать на полную достоверность, а обозначенные на ней разломы выделены с различной степенью условности (рис. 4; здесь показаны: I - разломы кристаллического фундамента; 2 - граничные известняки свит карбона; 3 - разрывные нарушения в осадочной толще; магматические породы комплексов: 4 - диабазов солянокупольных структур (D_3), 5 - приазовского (D_2); 6 - волновахско-еланчикского (D_{2-3}); 7 - покрово-киреевского (D_3); 8 - южнодонбасского (P_I-P_2); 9 - андезито-трахиандезитового (P_2-T_I); I0 - миусского (J_2); II - базальт северной части бассейна (Cr_2 - Pg); I2 - докембрийские породы Украинского щита; I3 - профили ГСЗ).

Северодонецкий краевой разлом, отделяющий на севере погруженный фундамент складчатого Донбасса от приподнятого платформенного склона Воронежского массива. В палеозойском структурном этаже влияние этого разлома выразилось в образовании сложной системы разрывных нарушений субширотного и северо-западного простирания, имеющих длительную историю развития и объединенных на картах бассейна в региональные Северодонецкий надвиг и Красноречинский сброс. По-видимому, с этим разломом связан и Марьевский надвиг; от него же зависит существование всей сложной системы мелких складок и надвигов, выделяемой на тектонических схемах Донбасса в северную зону мелкой складчатости (Попов, I963, I964; Левенштейн, I967; Лагутина и др., I968). По данным глубинного сейсмического зондирования, Северодонецкий краевой разлом четко проявляется в фундаменте бассейна (гранитном и базальтовом слоях). Поверхность фундамента вдоль разлома ступенчато опускается к югу на несколько километров. По данным А.Я.Дубинского и А.И.Дюкова (I965), в основании осадочной толщи вдоль северного края бассейна залегают изверженные породы основного состава. Северодонецкий краевой разлом фундамента является частью региональной разрывной структуры, ограничивающей Доно-Днепровский прогиб и протягивающейся, по существу-

щим представлениям на восток до Астрахани (и, вероятно, далее), в связи с чем В.К.Гавриш назвал ее Барановичско-Астраханским разломом (Гавриш, 1969).

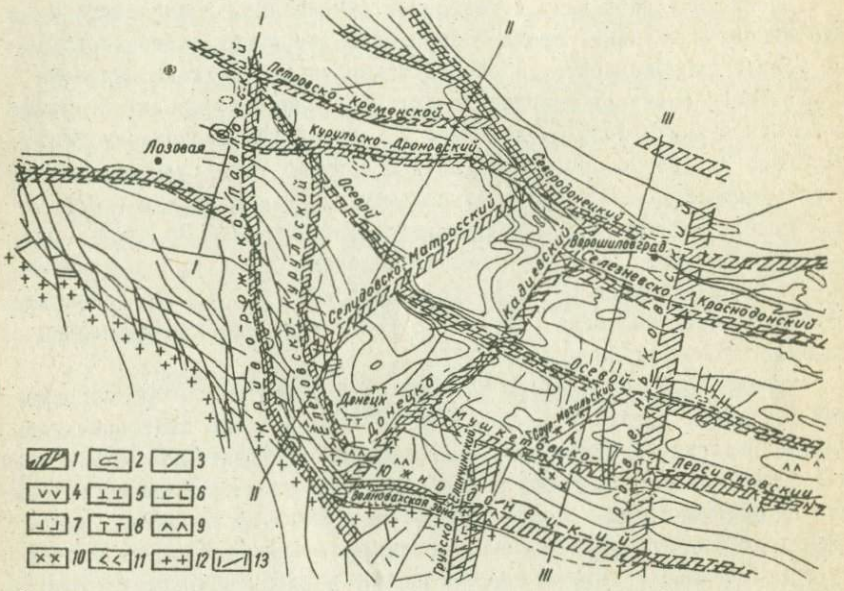


Рис. 4. Схема расположения разломов фундамента Донецкого бассейна.

Селезневско-Краснодонский разлом, также субширотного (запад - северо-западного) простирания, расположенный южнее Северодонецкого. В палеозойском структурном этаже Селезневско-Краснодонский разлом ограничивает с юга северную зону мелкой складчатости. С ним, вероятно, связаны в какой-то степени Краснодонский, Ореховский и другие надвиги, продольные нарушения и брахиантиклинальные формы Северной антиклинали, а также проявления щелочно-базальтового магматизма в верхнем мелу (Жулид и др., 1967). Существование

глубинного разлома в этой зоне предполагалось и ранее (Скаржинский, 1968); это подтвердилось глубинным сейсмическим зондированием в 1969 г.

Осевой разлом, ориентированный в запад - северо-западном, а в Бахмутской котловине - в северо-западном направлении (по И.А.Майдановичу, 1968, - Центральнодонецкий). *Положение этого разлома*, признанного большинством донецких геологов, четко определяется в палеозойском структурном этаже гребневидной Главной антиклиналью, на границе Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин - Дружковско-Константиновской антиклиналью, далее на северо-запад - линией куполовидных структур (Бантышевской, Курульской, Камышевахской, Петровской) и системой разрывных нарушений, осложняющих сводовые части антиклинальных структур: Судино-Константиновским, *Осевым* и Горловским надвигами в своде Главной антиклинали, Константиновским надвигом и сопряженными с ним нарушениями Дружковско-Константиновской антиклинали и разрывами, установленными вдоль линии упомянутых куполов. Глубинный характер этого нарушения подтверждается пространственной связью с ним изверженных пород - даек лампрофиров западной части Нагольного кряжа и альбититов района ст. Бантышево, а также глубинным сейсмическим зондированием - на профилях ГСЗ Осевой разлом четко прослеживается вплоть до поверхности Мохо как в открытом Донбассе, так и в западной его части (см. рис. 3, П-П, Ш-Ш).

Мушкетовско-Персиановский разлом запад - северо-западной ориентировки расположен в южной половине бассейна и отражен в осадочной толще региональным Персиановским надвигом (или Сальско-Манычским разломом), осложняющим Южную антиклиналь, и его западным продолжением - Мушкетовским надвигом, западным флангом подходящим к сложному узлу нарушений Донецко-Макеевского района, *главным образом северо-восточных.* С этим разломом и сопряженными с ним разрывными нарушениями связаны малые интрузии и дайки магматических пород. Он хорошо виден на профиле ГСЗ в обоих слоях коры, ограничивая с юга зону резкого погружения поверхности кристаллического фундамента, заполненную доверхнедевонскими (рифейскими?) образованиями. Как и другие региональные структуры, Мушкетовско-Персиановский разлом активизировался, очевидно, неоднократно - в *рифее* (?), *а затем начиная с девона и кончая неогеном*, свидетельством чему является значение Персиановского надвига как структуры,

ограничивающей с севера область распространения мезокайнозойских отложений, и движения по этому надвигу, амплитуда которых в ларамийскую фазу достигала 300 м (Попов, 1963).

Южнодонецкий краевой разлом субширотной ориентировки, отделяющий Донецкий бассейн от Приазовского выступа Украинского щита. Хорошо изучена западная часть разлома, находящаяся в пределах Волновахской зоны, где, по коренным выходам и по данным буровых работ, установлены сложные структурные взаимоотношения между докембрийскими кристаллическими образованиями Приазовского выступа Украинского щита, палеозойскими породами Донбасса и молодыми мезокайнозойскими отложениями. Восточнее Южнодонецкий краевой разлом *не изучен, так как перекрыт мощной толщей рыхлых отложений* мезокайнозоя, и выделяется по данным отдельных буровых скважин и геофизическим материалам (Попов, 1963; Лебедев, Собакарь, 1962). Достаточно определенно он различается и на профиле ГСЗ. Таким образом, Южнодонецкий краевой разлом является частью региональной разрывной структуры, ограничивающей с юга Доно-Днепровский прогиб и названной В.К.Гавришем Припятско-Манычским (Гавриш, 1969).

Ровеньковский субмеридиональный разлом, совпадающий в палеозойском структурном этаже с поперечным поднятием (валом), выделенным впервые П.И.Степановым (1932). Этот разлом, по-видимому, является частью региональной структуры, пересекающей как Донбасс, так и примыкающие с юга и севера области приподнятого кристаллического фундамента – Приазовской части Украинского щита и Воронежского массива (по В.К.Гавришу, Миусско-Деркульская зона), и хорошо прослеживается по поперечным поднятиям и разрывам в сводах антиклиналей – Северной, Главной, Южной, проявлениям магматической деятельности и эндогенной минерализации, в размещении которой, по мнению некоторых исследователей, поперечные структуры имеют важное значение (Никольский, 1964 и др.).

Донецко-Кадиевский разлом северо-восточной ориентировки, также являющийся частью региональной структуры, выходящей, по-видимому, далеко за пределы прогиба Донбасса на юго-западе и северо-востоке (по В.К.Гавришу, Волновахско-Казанская зона). Донецко-Кадиевский разлом, очевидно, сыграл важную роль в развитии бассейна, поскольку именно вдоль него проходит восточная граница Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловин, на что указывали В.А.Банковский (1935), Л.Ф.Лунгерсгаузен (1941) и др. Отражением этой структуры

в осадочной толще является развитие флексур и разрывов северо-восточного простирания, четкая граница зон метаморфизма углей, изгиб к юго-западу периклинального замыкания Северной антиклинали и мелких складок и разрывных нарушений Алмазно-Марьевского района.

Криворожско-Павловский разлом субмеридионального (ССЗ) направления, впервые охарактеризованный М.Л.Левенштейном (1949), - пограничная структура, отделяющая Кальмиус-Торецкую котловину от платформенного склона Украинского щита. В палеозойском структурном этаже Криворожско-Павловский разлом обнаруживается по резкому увеличению мощности палеозойских отложений, развитию надвигов к востоку от него и серии куполовидных структур. На юге, у с.Павловки, амплитуда Криворожско-Павловского сброса в кристаллическом основании достигает 1000 м по вертикали. На схеме В.К.Гавриша он совпадает с региональной Мангушско-Губкинской зоной, пересекающей весь Приазовский выступ щита на юге и уходящей в пределы КМА на севере (Гавриш, 1969). На профиле ГСЗ разлом виден весьма четко в виде крутопадающего нарушения в гранитном и базальтовом слоях.

Еленовско-Курульский субмеридиональный разлом, проведенный на схеме параллельно Криворожско-Павловскому, восточнее выражен в осадочной толще Кальмиус-Торецкой котловины системой нарушений субмеридиональной ориентировки: Долинным сбросом, Центральным, Красноармейским, Добропольским надвигами, а в Бахмутской котловине - нарушениями того же субмеридионального простирания, установленными в районе Бантышевского и Курульского куполов буровыми и геофизическими работами. К южной части Еленовско-Курульского разлома приурочены многочисленные проявления магматической деятельности, главным образом пластовые тела орогенного этапа развития прогиба. Вместе с тем возможно, что Криворожско-Павловский сброс и надвиги в осадочной толще отражают единую крупную зону разломов фундамента шириной в 20-25 км, поэтому выделение Еленовско-Курульского разлома в известной мере условно, хотя на сейсмогеологическом профиле он выражен достаточно четко (см. рис. 3, П-П).

Селидовско-Матросский разлом северо-восточной ориентировка, как и предыдущий, выделен в значительной степени условно - по наличию кулисообразного смещения оси Дружковско-Константиновской антиклинали относительно Горловской и ориентировке северо-восточного фланга Селидовского надвига. Далее на северо-восток этот гипотетический разлом фундамента условно трассирован в северо-вос-

точном направлении к сложному структурному узлу – группе куполовидных складок Лисичанского района. На профиле ГСЗ разлом прослеживается.

Курульско-Дроновский широтный разлом в Бахмутской котловине, по существующим представлениям, выражен в осадочной толще широтным нарушением, осложняющим Дроновскую антиклиналь, северное крыло Славянского купола, а далее на запад представлен широтными нарушениями района Новодмитриевской солянокупольной структуры. На некоторых картах это нарушение названо Марьевским (Попов, 1963; Кузнецова и др., 1968; Лагутина и др., 1968). Этот разлом четко прослеживается на сейсмогеологических профилях через Кальмиус-Торецкую и Бахмутскую котловины и через восточную часть Днепровско-Донецкой впадины по линии Близнецы – Шевченково (см. рис. 3, I-I, II-II).

Петровско-Кременской субширотный разлом, ограничивающий Бахмутскую котловину с севера и выраженный в осадочной толще линией куполовидных и брахиантиклинальных структур (Терновской, Славяногорской, Сухокаменской, Каменской, Спиваковской). В осадочной толще на востоке этот разлом сочленяется с Северодонецким (по В.С.Попову, 1963), являясь его западным продолжением, в сложном структурном узле, образованном сочетанием разрывных нарушений и куполовидных складок (Кременской, Краснопоповской). Западнее Петровского купола он переходит в Днепровско-Донецкую впадину и, по-видимому, прослеживается далее на запад в ее осевой части. На обоих смежных сейсмогеологических профилях этот разлом различается достаточно уверенно.

Грузско-Еланчикская субмеридиональная зона разломов, установленная в коренных выходах и многочисленными буровыми скважинами. Эта зона представляет собой сложную горсто-грабеновую структуру, состоящую из серии субпараллельных и поперечных разломов, вдоль которых в течение длительного времени периодически происходили дифференциальные перемещения отдельных блоков и интенсивная магматическая деятельность. Узел сопряжения Грузско-Еланчикской субмеридиональной зоны и Южнодонецкого субширотного разлома отличается особой сложностью (см. рис. 4). Грузско-Еланчикская зона, по мнению В.К.Гавриша, является частью региональной Кальмиусско-Айдарской зоны нарушений (Гавриш, 1969); некоторые геологи увязывают ее с Ровеньковским поднятием (Зарицкий, 1968; Майданович, 1968).

Саур-Могильский разлом северо-восточного направления выделен в связи с наличием зоны высокой трещиноватости и проницаемости палеозойских пород, к которой приурочены многочисленные дайки лампрофиров (Кармазин, 1969). Эта зона протягивается от Амвросиевского купола на юго-западе до западного замыкания Нагольного кряжа на северо-востоке вдоль крупного Саур-Могильского надвига и сопровождающих его нарушений.

В дополнение к характеристике разломов, изложенной выше, уместно затронуть некоторые общие вопросы, имеющие отношение к истории развития и условиям формирования структур бассейна.

Наиболее древними из рассмотренных разломов, по-видимому, являются субмеридиональные, совпадающие с общей ориентировкой многих древних структурных направлений Украинского щита и Воронежской антеклизы, особенно в областях распространения нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных формаций и в пределах Приазовского выступа Украинского щита. Активизация субмеридиональных разломов древнего заложения в палеозое и мезокайнозое отчетливо проявилась в формировании поперечных элементов структуры бассейна - воздымании осей складок, образовании линейных зон мелких складок, флексур, разрывов, в магматической деятельности. Активность таких поперечных структур, как Криворожско-Павловский и Донецко-Кадиевский разломы, определила западную границу бассейна и его расчленение на районы с существенно разной историей развития - центральную часть ("открытый" Донбасс) и западную (Кальмиус-Торецкая и Бахмутская котловины). Поперечные разломы (субмеридионального и северо-восточного простирания, кроме Селидовско-Матросского, являющегося, по-видимому, внутриблоковой структурой), выходящие за пределы бассейна, оказываются, таким образом, сквозными (Шатский, 1948; Хаин, 1964; Фаворская и др., 1969). По-видимому, наличие регионального сквозного разлома, донбасским отрезком которого является Криворожско-Павловский, еще в докембрии определило различие строения западной части Приазовского выступа Украинского щита, практически лишенной протерозойских образований, и его восточной части, где широко развиты верхнепротерозойские гранитоиды, щелочные породы, палеозойские малые интрузии и дайки. Погружение Приазовского выступа Украинского щита далее на восток, очевидно, тесно связано с Грузско-Еланчикской зоной разломов, точнее с ее южным продолжением, и, вероятно, с другими аналогичными субмеридиональны-

ми структурами, на существование которых указали Т.С.Лебедев и Г.Т.Собакарь (1962).

Время заложения субширотных разломов, по-видимому, является более молодым , хотя, по аналогии с широтным Девладовским разломом в смежной к западу области Украинского щита и в связи с вероятностью существования рифейского приразломного прогиба на юге бассейна, заложение субширотных разломов происходило также в докембрии. Однако более определенных данных в пользу этого предположения у нас нет, и мы исходим из того несомненного факта, что субширотные разломы были весьма активными в девоне, определяя границы формировавшегося Доно-Днепровского прогиба и контролируя интенсивные проявления магматической деятельности. Помимо Северодонецкого и Южнодонецкого краевых разломов, прошедших по границам прогиба, по-видимому, важную роль сыграли Мушкетовско-Персиановский и Осевой разломы. С ними связано образование на юге бассейна широтной зоны интенсивного погружения и накопление толщи подверхнедевонских (рифейских?) образований, Петровско-Кременской и Курульско-Дроновский разломы, продолжающиеся к западу в центральную, наиболее опущенную часть Днепровско-Донецкой впадины, вероятно, служили каналами для проникновения к поверхности основной магмы трапповой формации верхнего девона. Время образования субширотного Селезневско-Краснодонского и северо-восточного Селидовско-Матросского разломов неясно; можно лишь предполагать, что они оказали существенное влияние на формирование элементов складчатой структуры на орогенной стадии развития прогиба, ограничив северную зону мелкой складчатости с юга (Селезневско-Краснодонский разлом) и определив место резкого изгиба оси антиклинальной структуры между Горловской и Дружковско-Константиновской антиклиналями.

На прилагаемой схеме изображены не все разломы фундамента бассейна. Так, размещение известных проявлений магматической деятельности, представленных породами андезито-трахиандезитовой формации (см. далее) свидетельствует о связи их с поперечными(субмеридиональными) нарушениями в палеозойских образованиях юга бассейна, отражающими (поскольку речь идет о магме, образовавшейся ниже подошвы осадочной толщи) разломные структуры фундамента восточнее Ровеньковского субмеридионального поднятия. Кроме того, многочисленные дайки и малые тела изверженных пород, в их числе аналогичные по составу и возрасту донецким,располагающиеся вдоль определенных,

преимущественно субширотных зон, в древних кристаллических породах Приазовского блока щита свидетельствуют о том, что образование разрывов в бассейне и за его пределами было взаимосвязано и являлось следствием причин общего порядка. Как видно из схемы (см. рис. 4), разломы фундамента отразились, трансформировались в осадочной толще бассейна в различной степени и в различной форме - в характере складчатости, разрывных нарушений, размещении изверженных пород. Это свидетельствует о тесной связи структурных особенностей кристаллического фундамента и верхних структурных этажей, что необходимо принимать во внимание при тектоническом районировании, выяснении закономерностей размещения эндогенных полезных ископаемых и их прогнозе. С этой точки зрения стоит отметить следующее.

Прежде всего, обращает на себя внимание различие в структурных особенностях северной и южной половины центральной части бассейна ("открытого" Донбасса).

На севере бассейна преимущественно развиты субширотные линейные складки и многочисленные разрывные нарушения, главным образом надвиги, такой же ориентировки. Четко выражена на всем протяжении бассейна зона мелкой складчатости в кристаллическом фундаменте, ограниченная Северодонецким и Селезневско-Краснодонским разломами, между которыми поверхность фундамента постепенно погружается на юг. Так же постепенно, судя по данным сейсмического зондирования, поверхность фундамента погружается и далее на юг, до Осевого разлома. Немногочисленные поперечные сравнительно мелкие разрывы в северной половине бассейна сосредоточены в Главной синклинали, в зоне пересечения ее поперечным Ровеньковским поднятием; влиянием последнего, по-видимому, и обусловлено образование этих нарушений.

В отличие от северной, в южной половине бассейна наряду с линейными субширотными складками и разрывами есть крупные поперечные и диагональные нарушения, связанные, по отмеченным выше признакам, с разломами фундамента. На сейсмогеологическом разрезе в этой зоне развития поперечных нарушений и, как увидим ниже, повышенной магматической проницаемости, резко погружается поверхность фундамента и поднимается поверхность Мохоровичича, т.е. мощность коры уменьшается (см. рис. 3, Ш-Ш). Именно здесь достигают максимальной мощности подверхнедевонские (рифейские) отложения. Зоны мелкой ли-

нейной складчатости, подобной северной, на юге бассейна, по существу, нет. Относительно мелкие структуры сложной конфигурации (Амвросиевская, Успенская, Мариновская), не имеющие ничего общего с мелкими линейными складками севера бассейна, находятся только в западной части южной половины и, по-видимому, связаны со сложным узлом нарушений фундамента, образованным сочетанием Ровеньковского, Саур-Могильского и Мушкетовско-Персиановского разломов. Отметим, что району развития упомянутых складок, осложняющих линейные структуры юга бассейна (Амвросиевского купола, Успенской и Мариновской синклиналей-котловин), и поперечных нарушений, соответствует участок профиля ГСЗ с наиболее высоким уровнем поверхности Мохо и максимальной неоднородностью строения коры, отраженной многочисленными сейсмическими границами (см. рис. 3, Ш-Ш).

Таким образом, в поперечном сечении Донецкий бассейн асимметричен. Асимметрия четко выражена в рельефе поверхности фундамента, залегающего на юге бассейна на большей глубине, и в строении коры, на юге наименее мощной и наиболее неоднородной. По-видимому, асимметрия сохранилась со времени образования приразломного прогиба в рифее(?), характеризовавшегося максимальным погружением и накоплением наибольшей мощности осадочных (вулканогенно-осадочных?) образований в южной части бассейна, примыкающей к Приазовскому блоку Украинского щита.

Расположение разломов фундамента в западной части бассейна (в Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловинах) также весьма сложно: наблюдаются субмеридиональное, субширотное, северо-восточное и северо-западное простирание. Вместе с тем, на сейсмогеологическом разрезе поперечное сечение западной части бассейна симметрично; различие заметно в некоторых особенностях осадочной толщи в Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловинах, в характере магматической деятельности, разрывных нарушений, форм и ориентировки складчатости. Строение коры симметрично, максимальная глубина залегания поверхности Мохо - под центральной частью прогиба (Дружковско-Константиновской антиклиналью), минимальная - под краевыми зонами разломов. Обращает на себя внимание крутое, до вертикального, падение глубинных разломов, пересекающих оба слоя коры и уходящих в верхнюю мантию, - в южной части профиля у границы с платформенным склоном Украинского щита и в центре, и наклонное к оси впадины - на севере. Характерно, в частности, что южное падение разло-

мов для Бахмутской котловины, являющихся краевыми на севере (Курульско-Дроновского, Петровско-Кременского), при переходе в область центрального грабена Днепровско-Донецкой впадины (профиль I-I по линии Близнецы - Шевченково; см. рис. 3), становится крутым, близким к вертикальному. Симметричное строение западной части Донбасса объясняется, очевидно, общностью тектонического режима ее районов, слабым проявлением инверсии, главным образом в осевой зоне, и незначительной ролью дифференциальных движений блоков фундамента. Эти движения были, в частности, причиной образования и закономерного размещения куполовидных складок и соляных диапиров, но амплитуды их сравнительно небольшие (судя по сейсмическим границам - не более 3 - 4 км). Очевидно, образование Донецко-Кадиевского разлома фундамента явилось наиболее вероятной причиной коробления ложа Кальмиус-Торецкой котловины; образования складок, флексур и разрывов северо-восточной ориентировки (Ветковский, Горловской, Чайкинской, Калиновской, Ясиновской, Французского надвига) в осадочной толще котловины. Влиянием Криворожско-Павловского разлома обусловлено образование цепочки куполов вдоль него, влиянием различно ориентированных разломов (Осевого, Курульско-Дроновского, Петровско-Кременского, Северодонецкого) - ориентировка длинных осей брахиантиклинальных и куполовидных структур. Расчлененность фундамента западной части бассейна разнонаправленными разрывными нарушениями на систему блоков, вероятно, при инверсии и сжатии прогиба явилась причиной проявления горизонтальных движений и сдвигов, в результате которых некоторые элементы складчатости кулисообразно смещены. Наиболее наглядно такое смещение оси антиклинальной зоны выражено между северо-западной частью Главной антиклинали и Дружковско-Константиновской антиклиналью, смещенной на северо-восток; в этом направлении заметно смещаются и другие брахиантиклинальные структуры, ориентированные вдоль северо-западного фланга Осевого разлома.

Здесь уместно отметить весьма интересную особенность строения Доно-Днепровского прогиба в целом. Речь идет об установленных многими исследователями изменениях ориентировки пограничных разломов прогиба на различных его участках от субширотной на востоке ("открытый" Донбасс) до северо-западной на западе, снова субширотной от меридиана Купянска, северо-западной западнее Харькова, с небольшими отклонениями вплоть до припятской части прогиба, где

снова отчетливо выдерживается субширотное простирание разломов, ограничивающих грабен (рис. 5; здесь представлен схематизированный фрагмент тектонической карты УССР, составленной М.В.Чирвинской, Б.Л.Гуревичем, Г.К.Кужеловым, В.Б.Соллогубом, С.И.Субботиным, с дополнениями; сейсмологические профили – по М.И.Буцевой, А.П.Гурину, Т.В.Чернышевой, Р.А.Уханской, М.Г.Манюте, Л.М.Мельник, Л.М.Сихиной, Т.М.Гоцалюк, М.В.Чирвинской, В.Б.Соллогубу, Н.И.Павленковой, А.В.Чекунову, Т.В.Смелянской, М.А.Бородулину, Н.Л.Масленниковой, М.Т.Хохлову, В.П.Омельченко; I – краевые разломы Доно-Днепровского прогиба и разломы фундамента Донецкого бассейна; 2 – надвиги, сбросы, флексуры в осадочной толще; 3 – линейные складки, купола, валы; на профилях: 4 – осадочный слой, 5 – "гранитный" слой, 6 – "базальтовый" слой, 7 – поверхность Мохоровичича, 8 – глубинные разломы). Это обстоятельство приводит, в частности, к тому, что Курульско-Дроновский разлом, восточным флангом сочленяющийся с Северодонецким, на западе по простиранию совпадает с глубинным разломом, ограничивающим Днепровско-Донецкую впадину с юга. В связи с этим можно представить себе строение всего прогиба как макрокулисообразное, возникшее, очевидно, вследствие изменения структурного плана – ориентировки граничных разломов.

Указанные особенности строения Доно-Днепровского прогиба свидетельствуют о важной роли поперечных структур, часть из которых, по-видимому, является региональными глубинными разломами длительного развития.

Таким образом, можно уверенно полагать, что результаты исследования Донецкого бассейна за последнее десятилетие подтверждают высказанное наиболее определенно А.З.Широковым в 1958 г. предположение о глыбовом строении фундамента и о значении движений отдельных глыб в формировании складчатой структуры бассейна. Это обстоятельство, весьма важное при изучении закономерностей размещения эндогенной минерализации, необходимо принимать во внимание при тектоническом районировании (рис.6). В связи с существенным различием строения и истории развития центральной части бассейна (складчатого, "открытого" Донбасса) и западной его части (Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловин) вся область бассейна разделена на два блока первого порядка – Центральнодонбасский и Западнодонбасский.

В границах Центральнодонбасского блока выделяются следующие зоны.

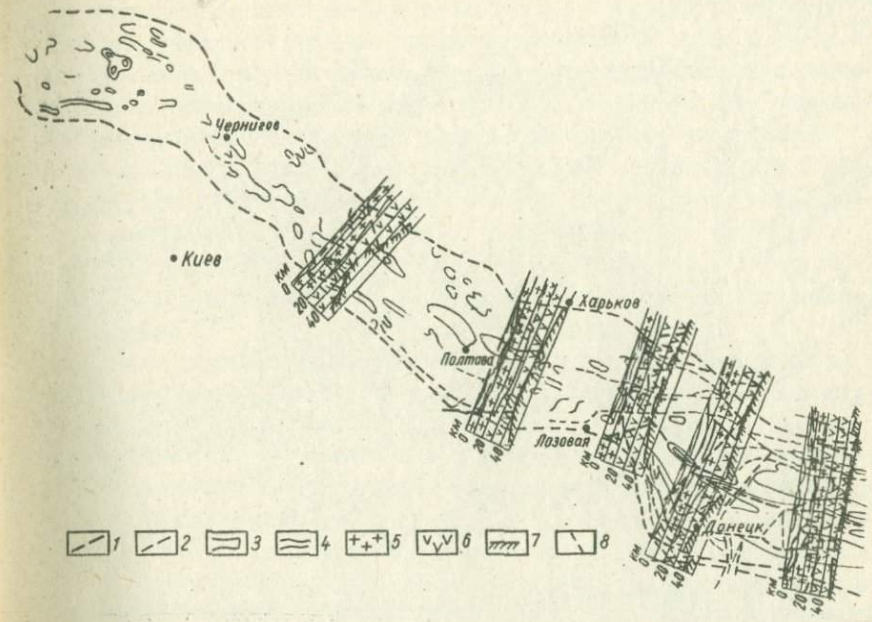


Рис. 5. Структурная схема Доно-Днепровского прогиба.

I. Северная зона мелких линейных складок и надвигов, приблизительно соответствующая северной зоне мелкой складчатости, по В.С.Попову. Она расположена в полосе относительно неглубокого залегания фундамента, ступенчато погружающегося по системе нарушений Северодонецкого краевого разлома фундамента.

2. Северная зона крупных линейных складок, охватывающая южное крыло Северной антиклинали, Главную синклиналь и северное крыло Главной антиклинали. Здесь сравнительно много разрывных нарушений, поверхность фундамента постепенно погружается на юг и соответственно мощность подверхнедевонских (рифейских) образований нарастает.

3. Южная зона крупных линейных складок и поперечных разрывных нарушений, охватывающая южное крыло Главной антиклинали и Южную синклиналь и ограниченная на юге Мушкетовским и Персиановским надвигами. Характерная особенность этой зоны - развитие поперечных (субмеридиональных, северо-восточных) разрывных нарушений; глубин-

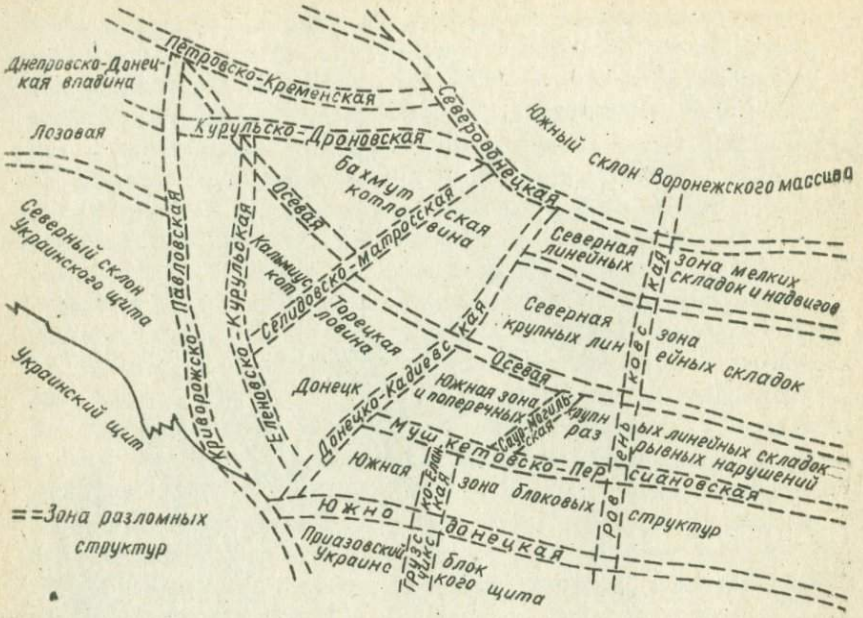


Рис. 6. Схема тектонического районирования Донецкого бассейна.

ное строение зоны определяется максимальным погружением поверхности фундамента и резким увеличением мощности подкаменноугольных образований. Видимо, этой зоне в рифее (или раннем палеозое) соответствовала максимальная глубина субширотного приразломного прогиба. Как увидим, к этой зоне приурочены и проявления главных этапов магматической деятельности.

4. Южная зона блоковых структур, примыкающая к предыдущей и ограниченная на юге Южнодонецким краевым разломом. Данных о строении этой зоны очень мало в связи с наличием мощной толщи рыхлых мезокайнозойских отложений, поэтому судить о ней следует по ее западной части, изученной значительно лучше и известной в литературе как Волновахская тектоническая зона, или зона сочленения Донецкого бассейна с Приазовским блоком Украинского щита.

Западнодонецкий блок состоит из двух крупных структурных элементов – Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин. В их строении есть общие черты, в частности структура фундамента, и отличающие их

одну от другой детали. В Бахмутской котловине развиты куполовидные складки и соляные диапиры вдоль разломов субширотного и северо-западного простирания, кроме того, она была более мобильной в мезокайнозое. Купола в Кальмиус-Торецкой котловине сосредоточены только вдоль опущенного крыла Криворожско-Павловского сброса; в ее южной и восточной частях развиты северо-восточные мелкие антиклинальные складки и флексуры. Разрывные нарушения как в осадочной толще, так и в фундаменте располагаются в общем симметрично по отношению к Осевому разлому, разделяющему обе котловины.

Самостоятельными блоками являются северный склон Украинского щита, Приазовье с восточным погружением и южный склон Воронежского массива.

Схема тектонического районирования будет неполной, если на ней не выделять в качестве самостоятельных главные разрывные структуры, охарактеризованные выше (см. рис. 4). Общими для обоих блоков являются: I) Осевая зона разломов, совпадающая с Главной и Дружковско-Константиновской антиклиналями и линией куполовидных структур далее на северо-запад; 2) Донецко-Кадиевская зона разломов, отделяющая Центральнодонбасский блок от Западнодонбасского.

В соответствии с размещением крупнейших разрывов фундамента и осадочной толщи в пределах блоков выделяются следующие зоны разломов (табл. I):

Таблица I

Ориентировка	Блок	
	Центральнодонбасский	Западнодонбасский
Субширотная	Северодонецкая краевая	Петровско-Кременецкая
	Селезневско-Краснодонская	Курульско-Дроновская
	Мушкетовско-Персиановская	
	Южнодонецкая краевая (западная часть Волновахская)	
Субмеридиональная	Ровеньковская	Криворожско-Павловская
	Грузско-Еланчикская	Еленовско-Курульская
Северо-восточная	Саур-Могильская	Селидовско-Матросская

Магматизм

Изверженные породы на территории Донецкого бассейна распространены весьма неравномерно. Подавляющая часть известных в настоящее время пунктов, где магматические породы обнаружены в обнажениях или буровыми скважинами, сосредоточена в широтной полосе на юге бассейна – в южной части Кальмиус-Торецкой котловины, Волновахской тектонической зоне, восточной части Амвросиевского купола и далее на восток по речкам Тузлову, Несветаю, Аюте, Грушевке, Кадамовке, Керчику до долины Дона. За пределами этой сравнительно узкой полосы (около 30 км) изверженные породы известны в сводовой части Главной антиклинали западнее Нагольного кряжа (район с. Новопавловки Снежнянского района), а в последние годы обнаружены буровыми работами на границе Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловин в районе ст. Бантышево (*Гладышевская и др., 1965*) и на севере бассейна, в зоне мелкой складчатости севернее г.Краснодона (Жулид и др., 1967). Кроме того, магматические породы – диабазы – известны на участках солянокупольных структур Бахмутской котловины, где они в виде обломков и крупных глыб входят в состав брекчий, сопровождающих соляные диапиры. По данным геофизических исследований, изверженные породы основного состава залегают на значительной глубине вдоль южной и северной границ складчатого Донбасса (Лебедев, Собакарь, 1962; Дубинский, Дюков, 1964).

Таким образом, пространственное распределение изверженных пород Донецкого бассейна указывает на два района их преимущественного развития – южную широтную зону (юг Кальмиус-Торецкой котловины и юг центральной части бассейна) и Бахмутскую котловину. Локализация магматических пород связана с характером структуры бассейна и расположением тектонических элементов.

На юге Кальмиус-Торецкой котловины изверженные породы выявлены бурением в пределах сложного структурного узла, возникшего, по-видимому, вследствие сочетания разрывных нарушений Южнодонбасской субширотной, Криворожско-Павловской и Еленовско-Курульской субмеридиональных зон глубинных разломов. В Волновахской тектонической зоне и Грузско-Еланчикском грабене изверженные породы непосредственно связаны с субширотными и субмеридиональными разломами и узлами их пересечения.

Далее на восток конкретные магмоконтролирующие структуры обнаружить сложнее из-за большой мощности мезозойских и кайнозойских

отложений, однако и здесь известные выходы магматических пород по долинам рек и данные буровых работ свидетельствуют о приуроченности их к региональным разрывным нарушениям субширотного (Мушкетовско-Персиановский разлом, Южный краевой разлом), северовосточного (Саур-Могильский разлом) и субмеридионального (Ровеньковский разлом) простирания.

Следует обратить внимание на то, что изверженные породы южной половины бассейна сосредоточены в сравнительно узкой (30 км шириной) полосе, вытянутой субширотно, т.е. иначе, чем основные линейные элементы складчатой структуры Донбасса. Секущее положение зоны повышенной магматической проницаемости по отношению к складчатой структуре бассейна не случайно и, по-видимому, связано с изменением структурного плана в ходе формирования бассейна, чему посвящена отдельная глава.

В северо-западной части бассейна, в Бахмутской котловине, связь изверженных пород (диабазов) с конкретными структурными элементами можно лишь предполагать, поскольку они залегают на недоступных в настоящее время глубинах и обнаружены только в виде обломков в брекчиях солянокупольных структур. Поэтому можно лишь присоединиться к предположению о том, что путями проникновения основной магмы в верхний, осадочный, слой земной коры в этом районе были региональные глубинные разломы, с которыми связано образование Доно-Днепровского прогиба.

Ниже приведена характеристика комплексов магматических пород Донецкого бассейна, основанная на многочисленных петрографических описаниях и петрохимических исследованиях. Имеющиеся данные о составе, возрасте, взаимоотношениях и геологических особенностях размещения позволили выделить следующие комплексы магматических пород бассейна (Бутурлинов, Скаржинский, 1970): I) диабазовый - солянокупольных структур Бахмутской котловины (D_3), 2) приазовский - щелочно-ультраосновной и габброидный (D_2), 3) волновахско-еланчикский-эффузивный (D_{2-3}), 4) покрово-киреевский - щелочной (D_3), 5) южнодонбасский - щелочно-габброидный (P_1-P_2), 6) андезито-трахиандезитовый (P_2-T_1), 7) миусский лампрофировый (Mz?).

Кроме того, особо стоят единичные находки базальтовых пород повышенной щелочности на севере бассейна, время внедрения которых, видимо, - рубеж позднего мела и палеогена.

Комплекс диабазов в Бахмутской котловине установлен на участках Берекской, Курульской и Славянской солянокупольных структур в брекчиях, связанных с соляными диапирами, где в разное время были обнаружены обломки эффузивов основного состава. По данным Л.Г.Бернадской (1961), наиболее обстоятельно описавшей вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины, это диабазы трапповой формации. Они отличаются однородностью, постоянством состава и структуры, возникли в гипабиссальных условиях и должны быть отнесены к платформенным образованиям, залегающим в основании осадочной толщи Днепровско-Донецкой впадины. Возраст их, определенный калий-аргоновым методом, 540-610 млн.лет.

В настоящее время не вызывает сомнения тот факт, что обломки диабазов, известняков и других пород, слагающих брекчии солянокупольных структур, вынесены на уровень современного эрозионного среза в результате подъема солевых масс, прорыва ими вышележащих пород и вовлечения их обломков в восходящие движения. В обломках известняков, постоянно находимых в брекчиях, Д.П.Назаренко (1940) обнаружил фауну, определенно свидетельствующую о франском возрасте. Следовательно, подтверждается общепринятое представление о наличии девонских соленосных осадков в ДДВ и в Бахмутской котловине. Отсюда следует, что возраст диабазов, вынесенных девонской солью в процессе формирования диапировых структур, не может быть древнее верхнего девона.

Таким образом, сведения о возрасте диабазов солянокупольных структур противоречивы. Поскольку определения абсолютного возраста недостаточно надежны, так как диабазы из брекчий интенсивно изменены и существенные погрешности в определениях вполне вероятны, а приведенные выше доказательства девонского возраста обломочного материала брекчий весьма убедительны, в дальнейшем мы будем объединять диабазы солянокупольных структур Бахмутской котловины в верхнедевонский комплекс.

На диаграмме (рис. 7) показаны: I - контур поля расположения фигуративных точек комплекса диабазов солянокупольных структур (по Л.Г.Бернадской); вариационные линии комплексов: $П_л$ - приазовского (интрузивные породы) $П_д$ - приазовского (дайковые породы), Ш - волновахско-еланчикского, IУ - покрово-киреевского, У - южнодонбасского, УI - андезито-трахиандезитового, УП - маймеча-котуйского (по В.И.Гоньшаковой и Л.С.Егорову); средний состав: I - диабазов солянокупольных структур, 2 - траппа Тунгусского бассейна (по А.П.Лебедеву), 3 - базальтов (по Дэли), 4 - группы диабазовых по-

род восточной и центральной частей Восточно-Европейской платформы (по Т.А.Лапинской).

Приазовский интрузивный комплекс щелочно-ультраосновных и габброидных пород среднего девона представлен гипабиссальными телами (штоками, дайками), обнаруженными в южной краевой части бассейна сначала в пределах Покрово-Киреевской горсто-грабеновой структуры, а в последние годы геофизическими работами в восточном Приазовье. Магматические тела приазовского комплекса непосредственно связаны с разломными структурами, причем особенно благоприятны узлы пересечения субмеридиональных и субширотных разломов.

Лучше других изучен сложный Покрово-Киреевский массив щелочно-ультраосновных и габброидных пород площадью около 10 кв. км.

По данным Н.В.Бутурлинова (1968) и материалам Приазовской экспедиции, Покрово-Киреевский массив в плане имеет концентрическое строение. Большая часть его - периферическая зона - сложена пироксенитами, центральная - габброидами. В периферической зоне установлены участки рудных пироксенитов, обогащенных титаномагнетитом (до 35%), верлитов и оливинитов в эруптивных брекчиях у восточного и южного контактов массива. Центральная часть массива также сложно дифференцирована и представлена плагиоклазовыми пироксенитами, габбро-пироксенитами, габбро, лейкократовым полосчатым габбро, связанными постепенными взаимопереходами. С заключительной фазой магматической деятельности связано образование даек слюдяных пикритов, лимбургитов, авгититов, одинитов, камптонитов, габбро-порфиритов и плагиоклазитов (в порядке последовательности внедрения). Нужно особо отметить карбонатизацию, интенсивно развитую в породах оливинового состава, в частности в участках пересечения скважинами эруптивных брекчий.

Взаимоотношение с вулканогенными образованиями среднего - верхнего девона и радиологические определения возраста (380-390 млн. лет, по В.И.Гоньшаковой и др., 1968) позволяют достаточно уверенно датировать формирование приазовского интрузивного комплекса средним девоном.

Состав пород приазовского интрузивного комплекса характеризуют данные химических анализов, выполненных в лаборатории треста "Артемгеология", ИГЕМ АН СССР, ИГН АН БССР(г. Минск), и их пересчета по методу А.Н.Заварицкого, приведенных в табл. 2 и 3. Вариационная линия глубинных пород начинается

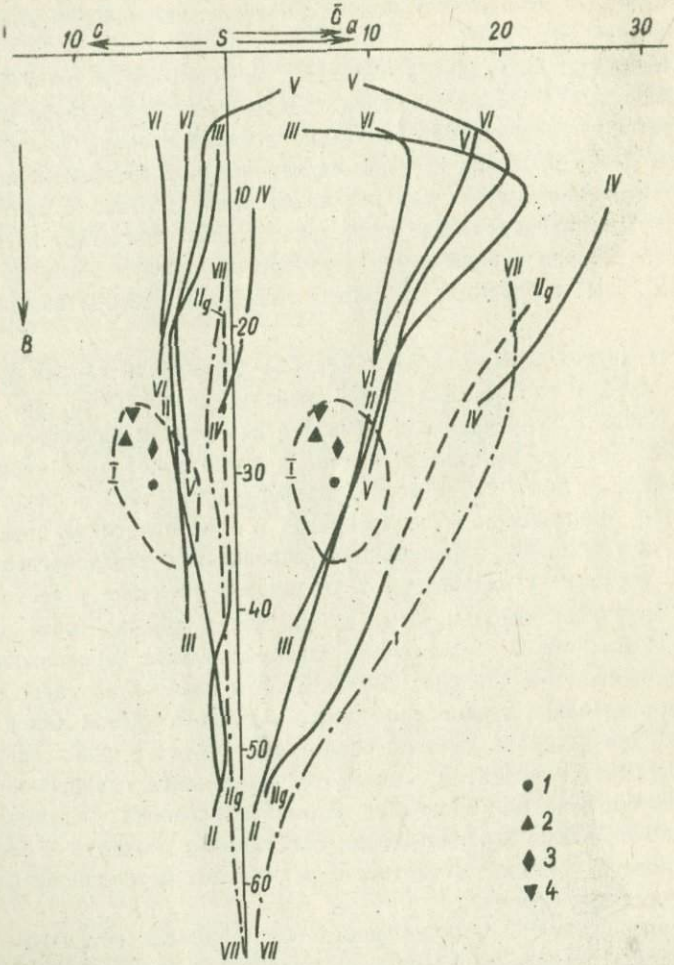


Рис. 7. Вариационные линии магматических комплексов Донецкого бассейна.

с периодитов (верлитов) внизу и заканчивается габбро вверху; линия дайковых пород идет от слюдяных пикритов в нижней части диаграммы до плагиоклазитов в верхней. Положение вариационных линий свидетельствует о возрастании роли щелочных металлов от ультраосновных

Таблица 2

Химический состав главных разновидностей пород приазовского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	38,82	41,27	41,86	38,86	42,61	43,16	46,82
TiO_2	3,24	3,31	4,53	9,05	5,83	5,97	4,61
Al_2O_3	4,28	4,46	4,19	3,58	5,04	3,09	13,73
Fe_2O_3	9,56	7,62	7,95	6,56	5,21	7,12	4,24
FeO	8,28	7,72	8,13	12,97	12,50	8,77	7,62
MnO	0,13	0,17	0,09	0,09	0,05	0,05	0,04
MgO	15,51	18,16	18,57	11,72	11,56	8,51	5,92
CaO	11,61	11,75	14,54	14,23	13,52	10,57	8,82
Na_2O	0,27	0,62	0,80	0,74	1,12	2,08	3,06
K_2O	0,25	0,54	0,52	0,39	0,60	1,35	1,65
P_2O_5	0,29	0,25	0,17	0,21	0,19	1,29	0,22
NiO	0,11	0,12	0,07	-	-	0,07	-
Cr_2O_3	-	0,20	0,15	0,034	0,06	0,013	0,007
SO_3	0,03	0,13	0,11	0,20	0,07	0,08	0,11
S	0,28	0,32	0,08	-	-	0,23	-
П.п.п.	4,70	3,58	3,31	1,28	1,56	2,70	2,58
Сумма	100,02	100,06	100,09	100,27	99,92	100,05	99,38
s	42,9	44,8	47,2	48,2	48,9	58,0	58,4
a	0,7	1,9	2,4	2,3	3,0	6,3	9,3
c	2,2	1,7	1,4	1,2	1,6	2,8	4,7
b	54,2	51,6	49,0	49,3	46,5	37,9	27,6
f'	27,1	24,6	27,1	32,4	32,3	37,1	40,1
m'	53,0	54,6	42,7	37,4	38,6	37,1	37,0
c'	18,9	21,8	30,2	30,2	29,1	25,8	22,9
n	66,9	66,6	78,8	75,0	75,0	69,2	73,6
t	5,9	6,1	7,5	14,9	9,3	9,4	6,9
Q	-17,8	-16,9	-11,8	-10,4	-9,8	-9,4	-6,5
$a:c$	0,32	1,08	1,71	1,91	1,87	2,25	1,98

Примечание: 1 - перидотит (верлит), среднее из 14 анализов; 2 - оливинсодержащий пироксенит, из 6 анализов; 3 - пироксенит, из 37 анализов; 4 - рудный пироксенит, из 26 анализов; 5 - полевошпатовый пироксенит, из 14 анализов; 6 - габбро-пироксенит, из 18 анализов; 7 - габбро, из 6 анализов.

к основным породам, т.е. от более ранних к более поздним дифференциатам. Линия дайковых пород, начинающаяся в непосредственной близости к линии глубинных пород, указывает на более интенсивное возрастание щелочности дайковых пород. При этом натрий в породах преобладает над калием; отдельные случаи обратного соотношения объясняются калиевым метасоматозом, связанным, по-видимому, с формированием более позднего комплекса щелочных пород.

Волновахско-еланчикский эффузивный комплекс находится в Волновахской тектонической зоне, отделяющей палеозойские образования на

Таблица 3

Химический состав дайковых пород приазовского комплекса

Компонент	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	40,25	37,54	38,72	40,83	41,88	35,49	35,28	49,22
TiO_2	3,05	4,50	4,90	6,11	4,43	6,05	4,10	2,11
Al_2O_3	4,44	8,02	9,08	7,38	8,93	10,53	7,56	15,78
Fe_2O_3	7,69	5,77	8,48	9,27	6,92	8,00	5,88	4,60
FeO	6,57	8,11	7,40	6,17	7,80	11,85	8,94	3,73
MnO	0,08	0,24	0,17	0,14	0,23	0,25	0,22	0,12
MgO	23,07	14,61	10,67	6,57	11,49	12,24	12,32	1,62
CaO	5,84	12,45	12,12	12,73	10,71	8,68	10,89	6,89
Na_2O	0,40	1,23	2,57	3,43	2,64	1,43	0,74	8,23
K_2O	0,85	1,60	0,71	1,18	1,30	3,74	4,35	1,47
P_2O_5	0,35	0,66	0,79	0,82	0,53	-	-	0,65
Cr_2O_3	0,20	0,09	0,07	0,09	0,09	-	0,16	0,02
SO_3	0,13	0,28	0,56	0,82	0,95	-	0,71	1,13
П.п.п.	6,90	4,30	3,38	4,01	1,91	1,49	8,62	4,15
С у м м а	99,82	99,40	99,62	99,55	99,81	99,89	99,77	99,72
s	44,3	44,5	47,0	50,8	48,8	43,9	44,0	59,8
a	1,9	4,8	6,7	9,4	7,4	8,2	7,9	20,9
c	1,8	2,7	2,6	0,2	2,0	2,7	1,2	0,5
b	52,0	48,0	43,7	39,6	41,8	45,2	46,9	18,8
f'	22,5	25,8	32,3	34,4	30,8	39,2	29,5	41,4
m'	68,5	49,4	40,6	27,6	44,2	44,2	44,6	15,0
c'	9,0	24,8	27,1	38,0	25,0	16,6	25,9	43,6
n	36,7	53,5	86,0	80,0	75,2	37,0	19,2	89,1
t	4,3	8,2	8,7	10,1	7,3	11,4	8,0	3,1
Q	-17,0	-23,3	-22,0	-17,4	-19,2	-31,3	-29,0	-22,7
$a:c$	1,05	1,78	2,58	45,0	3,70	3,04	6,56	41,8

Примечание: 8 - слюдяной пикрит, 9 - лимбургит, 10 - авгитит, 11 - одинит, 12 - камптонит, 13 - камптоногезит, 14 - слюдит, 15 - плагиоклазит.

юге бассейна от кристаллических пород Приазовского блока Украинского щита. Породы комплекса выступают в обнажениях в бассейне р. Мокрой Волновахи и установлены по данным бурения в пределах полосы шириной до 10 км и длиной около 60 км и, после небольшого перерыва, далее на восток, в верховьях р. Грузского Еланчика. Их описали Г.А.Макухина (1961), Н.В.Бутурлинов (1963), И.С.Усенко (1954, 1958), В.И.Гоньшакова и др. (1968) и другие геологи. Эти породы занимают определенное стратиграфическое положение и относятся к верхней части живетского и нижней части франского ярусов (Айзенверг, Конопліна, Лагутін, 1962). Возраст пород комплекса, по радиологическим определениям, 335-365 млн.лет, определен в лаборатории ИГЕМ АН СССР (Гоньшакова и др., 1968) и согласуется с их стратиграфическим положением.

В пределах названной площади эффузивные породы волновахско-еланчикского комплекса залегают на размытой поверхности более древних образований вплоть до кристаллических пород докембрия и перекрыты также разновозрастными отложениями верхнего девона и нижнего карбона. В настоящее время сохранились лишь останцы вулканогенной толщи. По данным буровых работ, мощность эффузивных образований комплекса достигает 600 м.

Толща эффузивных образований, слагающих волновахско-еланчикский комплекс, неоднородна как по площади, так и в разрезе. Общая закономерность строения толщи - четкая смена меланократовых начальных продуктов извержений (лимбургитов, авгититов, щелочно-оливиновых базальтов), близких по составу щелочно-ультраосновным породам приазовского интрузивного комплекса, породами существенно полевошпатовыми, щелочность которых возрастает вверх по разрезу трахибазальтами, трахитами (ортофирами), а в верхней части свиты и кварцевыми порфирами. Наряду с повышением кислотности и щелочности пород возрастает объем пирокластического материала продуктов эксплозии в породах типа агломератовых лав, лавобрекчий, туфов, туфобрекчий, слагающих от 5-7 до 60% мощности эффузивной толщи.

Химический состав пород волновахско-еланчикского комплекса, по данным анализов, собранных Н.В.Бутурлиновым, и числовые характеристики по А.Н.Заварицкому приведены в табл. 4. Диаграмма химических составов этих пород (см. рис. 7) указывает на обычный ход дифференциации основной магмы, когда кислотность и содержание щелочей, особенно калия, в более поздних дифференциатах возрастают. Сравнение с породами нормального риолито-базальтового ряда показывает, что волновахско-еланчикский комплекс в целом характеризуется повышенным содержанием магния, щелочей и пониженным - полевошпатовой извести.

Покрово-киреевский комплекс щелочных пород, по данным Приазовской ГРЭ, располагается в границах сложной горсто-грабеновой Покрово-Киреевской структуры, образовавшейся в результате сочетания разломов субширотной (Южнодонбасская зона) и субмеридиональной (Грузско-Еланчикский грабен) ориентировки. Породы комплекса прорывают средне-верхнедевонскую эффузивную толщу (волновахско-еланчикский эффузивный комплекс) и обнаружены в виде обломков в базальных слоях нижнего карбона (Зарицкий и др., 1966), что не-

Таблица 4

Химический состав главных типов пород волновахско-еланчикского комплекса

Компонент	I6	I7	I8	I9	20	2I	22	23	24	25
SiO_2	4I,35	42,79	43,85	48,60	49,79	54,03	54,00	64,33	80,56	79,40
TiO_2	5,I8	6,34	5,27	4,45	3,85	I,80	I,03	0,33	0,62	0,64
Al_2O_3	9,6I	I0,09	I3,I8	I4,63	I5,89	I6,05	I7,I2	I8,24	7,34	8,93
Fe_2O_3	7,00	8,07	9,04	9,34	9,I0	5,06	2,05	2,04	2,43	I,7I
FeO	7,09	7,06	5,09	3,46	2,97	3,22	2,57	I,82	I,7I	I,22
MnO	0,I0	0,22	0,20	0,I6	0,II	0,II	0,I9	0,03	0,04	0,08
MgO	II,42	8,I3	6,40	4,50	3,36	2,85	0,76	I,06	0,69	0,56
CaO	I0,84	II,07	7,7I	5,I3	4,08	4,23	4,57	0,60	0,62	0,34
Na_2O	I,72	2,I4	2,70	3,48	3,23	5,89	3,53	8,58	0,25	0,70
K_2O	0,69	I,53	I,99	2,2I	4,32	2,77	8,86	0,30	4,49	4,30
П.п.п.	4,4I	2,4I	3,76	4,03	3,26	2,30	4,44	2,27	0,79	I,58
Проч.	–	–	–	–	–	0,82	0,58	0,07	0,I3	0,I9
Сумма	99,9I	99,85	99,I9	I00,03	99,96	99,I3	99,70	99,72	99,57	99,60
s	5I,I	53,0	56,6	62,I	63,3	64,I3	66,4	7I,9	86,8	85,6
a	4,5	6,7	9,2	II,3	I4,I	I7,4	2I,7	I9,0	7,2	7,4
c	4,0	3,8	4,5	4,6	4,2	2,3	I,3	0,7	0,7	0,4
b	40,4	36,5	29,7	22,0	I8,4	I5,6	I9,6	8,4	5,3	6,6
f'	3I,0	37,2	44,5	54,6	62,6	48,9	43,8	39,7	66,3	39,2
m'	47,0	36,8	38,0	36,6	32,5	32,3	I3,0	20,6	20,5	I3,8
c'	22,0	26,0	I7,5	8,8	5,9	I9,3	43,2	–	–	–
a'	–	–	–	–	–	–	–	39,7	I3,2	47,0
n	79,3	68,0	67,7	7I,0	53,0	76,0	57,7	97,9	5,4	I9,3
t	8,5	I0,0	8,3	6,5	5,6	2,5	I,4	0,4	0,6	0,6
q	-I0,8	-II,2	-9,7	-3,0	+5,8	-8,3	+II,9	+5,I	+58,5	+56,0
a:c	I,I2	I,76	2,04	2,46	3,34	7,6	I6,7	25,6	I0,3	I3,5

Примечание: I6 – пикрит-базальт, среднее из 30 анализов; I7 – авгитит, из I8 анализов; I8 – базальт, из I97 анализов; I9 – андезито-базальт, из 74 анализов; 20 – трахибазальт, из I0 анализов; 2I – альбитизированный трахибазальт (по Г.А.Макухиной, I96I); 22 – ортофир, из 2 анализов; 23 – альбитизированный ортофир (кератофир), из 2 анализов; 24 – кварцевый порфир, из 4 анализов; 25 – туф кварцевого порфира.

посредственно указывает на их позднедевонский возраст. Радиологическое определение возраста щелочных пород покрово-киреевского комплекса – 300-330 млн. лет Семененко,Царовский,I959; Гоньшакова и др., I968 в общем согласуется с геологическими данными.

Комплекс представлен небольшими штоками малиньитов и нефелиновых сиенитов и многочисленными дайками тингуаитов, сельвсбергитов, микросиенитов и фонолитоидных тефритов. Возможно, в составе комплекса есть и эффузивные образования.

Химический состав главных типов пород покрово-киреевского щелочного комплекса и числовые характеристики по А.Н.Заварицкому приведены в табл. 5. На диаграмме составов положение вариационной

Таблица 5

Средние химические составы пород покрово-киреевского комплекса

Компонент	19	20	21
SiO_2	49,56	47,08	44,16
TiO_2	1,04	2,15	2,44
Al_2O_3	19,20	16,85	13,67
Fe_2O_3	3,94	6,74	7,32
FeO	2,92	2,70	3,69
MnO	0,30	0,33	0,22
MgO	1,01	1,99	2,58
CaO	3,97	5,43	5,95
Na_2O	7,07	6,32	4,40
K_2O	7,54	6,60	4,90
P_2O_5	0,10	0,24	0,32
SO_3	0,33	0,28	0,09
CO_2	0,71	2,18	7,98
H_2O^+	0,62	0,38	0,55
Cl	0,05	0,07	–
F	0,29	0,32	0,36
Сумма	99,65	99,66	98,57
s	59,7	57,3	56,6
a	26,8	23,4	18,2
c	-1,7	-0,9	0,8
b	11,8	18,4	24,4
f'	41,8	43,9	44,2
m'	15,2	19,2	27,0
c'	43,0	36,9	28,8
n	57,2	59,0	57,7
t	1,5	3,3	4,0
Q	-36,1	-34,1	-24,0
$a:c$	15,7	26,0	22,7

Примечание: 26 – *нефелиновый сиенит*, среднее из 4 анализов; 27 – малиньит, из 8 анализов; 28 – фонолитоидный тефрит.

линии свидетельствует о принадлежности пород комплекса к щелочному ряду (см. рис. 7).

Южнодонбасский интрузивный комплекс магматических пород, наиболее полно изученный Н.В.Бутурлиновым (1963), распространен на значительно большей площади вдоль всей южной части бассейна от долины *р. Волчьей* на западе до долины р. Дона на востоке. По буровым данным, породы южнодонбасского комплекса *сконцентрированы* в виде отдельных полей в пределах таких крупных и разнородных струк-

турных элементов бассейна, как Кальмиус-Торецкая котловина (на южном крыле), прибортовая Волновахская тектоническая зона, центральная часть и южное крыло Шахтинской котловины. Таким образом, достаточно отчетливо проявляется пространственная связь пород комплекса с субширотными нарушениями Мушкетовско-Персиановской и Южнодонбасской зон глубинных разломов. К этому же комплексу относится, по-видимому, альбитит района ст. Бантышево на южном борту Бахмутской котловины, на участке пересечения региональных северо-западного и северо-восточного разломов, осложненном соляным диапиром (Гладышевская и др., 1965).

Возраст пород южнодонбасского интрузивного комплекса определяется на основании следующих данных: 1) породы комплекса прорывают каменноугольные отложения до свиты C_3^2 включительно, обнажаясь на размытой поверхности этой свиты; 2) юрские континентальные отложения, залегающие на размытой поверхности свиты C_3^2 на юге Кальмиус-Торецкой котловины, содержат обломки пород комплекса; 3) после внедрения магмы в осадочную толщу и образования пород комплекса прошла фаза складчатости, доказательством чего является участие пластовых залежей магматических пород в складчатых структурах, наличие в изверженных породах трещин кливажа, типичных для вмещающих осадочных пород, разрывные нарушения, секущие тела магматических пород; 4) радиологические определения, выполненные в ИГН АН УССР, показывают, что возраст пород комплекса 270-290 млн.лет.

Следовательно, наиболее вероятным этапом развития Донецкой подвижной зоны, когда произошла интрузия магмы и образовались породы комплекса, является заальская фаза герцинского цикла (P_I-P_2).

Южнодонбасский комплекс магматических пород представлен гипабиссальными штокообразными телами, межпластовыми залежами (силлами) и дайками шонкинитов, трахидолеритов, монцонит-порфитов, авгитовых керсантитов, плагиопорфиров, трахилипаритов, грорудитов. Этот перечень отражает общее направление эволюции магмы и последовательность образования пород комплекса.

Химический состав изверженных пород южнодонбасского комплекса и результаты пересчета на числовые характеристики А.Н.Заварицкого приведены в табл. 6. Расположение вариационной линии пород южнодонбасского комплекса на диаграмме (см. рис. 7) указывает на относительную обогащенность их щелочными металлами и на общее направление эволюции магмы от основного состава к кислому с проявле-

Таблица 6

Средний химический состав главных типов пород южнодонбасского комплекса

Компонент	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO_2	51,34	52,20	54,39	48,00	61,43	68,80	74,67	59,55
TiO_2	0,78	1,17	1,17	1,07	0,38	0,45	0,54	0,56
Al_2O_3	11,96	13,13	14,85	12,49	13,34	14,26	7,64	16,37
Fe_2O_3	4,62	4,82	6,87	3,49	2,50	1,51	5,48	2,25
FeO	4,86	4,72	3,28	5,31	1,42	0,94	2,12	1,44
MnO	0,10	0,13	0,09	0,20	0,10	0,04	0,09	0,06
MgO	10,37	6,48	4,38	8,44	0,94	1,66	0,32	0,65
CaO	6,19	7,68	5,61	8,78	1,65	2,12	0,27	5,42
Na_2O	2,25	2,57	2,43	2,22	5,48	3,98	3,92	8,20
K_2O	3,80	3,73	4,38	2,61	5,22	4,97	4,47	0,36
P_2O_5	–	–	–	0,36	0,06	0,17	–	0,28
CO_2	1,08	2,55	0,79	4,58	1,25	–	0,42	–
H_2O^+	2,37	1,24	2,07	2,02	0,72	0,72	0,72	4,49
SO_3	0,15	0,12	0,13	0,15	0,11	0,09	–	0,20
Сумма	99,87	100,44	100,42	99,78	99,60	99,71	100,66	99,83
s	57,2	60,1	64,1	57,0	71,7	77,1	82,8	69,9
a	10,1	11,0	12,0	8,9	20,0	15,6	9,9	18,9
c	2,7	3,2	4,1	4,2	2,1	1,5	-4,7	1,7
b	30,0	25,7	19,8	29,9	6,2	5,8	2,6	9,5
f'	27,8	33,6	47,0	28,3	60,7	35,6	69,3	35,59
m'	56,8	42,7	38,5	48,9	25,8	47,1	17,9	11,91
c'	15,4	23,7	14,5	22,8	–	17,3	12,8	52,50
a'	–	–	–	–	13,5	–	–	–
n	47,3	51,2	45,3	35,9	61,7	54,8	36,7	97,4
t	1,2	1,7	1,6	1,7	0,49	0,5	0,65	0,7
Q	-8,5	-5,0	+0,1	-7,8	+1,3	+21,5	+41,1	+0,3
$a:c$	3,7	3,4	2,9	2,1	9,6	10,4	2,1	11,1

Примечание: 29 – шонкинит, среднее из 5 анализов; 30 – трахидолерит, из 2 анализов; 31 – монцонит-порфир, из 3 анализов; 32 – авгитовый керсантит, из 4 анализов; 33 – плагиопорфир, из 6 анализов; 34 – трахилипарит, из 8 анализов; 35 – грорудит, из 8 анализов; альбитит (Бахмутская котловина), из 2 анализов.

нием "пантеллеритовой тенденции" (Заварицкий, 1950), для которой характерно появление пересыщенных щелочами пород с сохранением избыточного кремнезема (грорудитов). Однако в южнодонбасском комплексе возможны одновременно возникшие породы различного состава.

Андезито-трахиандезитовый комплекс изверженных пород Донецкого бассейна, как и южнодонбасский, распространен повсеместно вдоль южной окраины бассейна, от юго-западной части Кальмиус-Торецкой кот-

ловины на западе до долины Дона на востоке включительно. Однако в отличие от южнодонбасского он часто бывает приурочен к поперечным - субмеридиональным - пликативным структурам и дизъюнктивным нарушениям такой же ориентировки, воздыманиям осей крупных субширотных складок.

Возраст пород андезито-трахиандезитового комплекса определяется достаточно уверенно. Они прорывают отложения верхнего карбона (левобережье Дона), иногда секут тела изверженных пород предыдущего южнодонбасского комплекса и содержат их ксенолиты. В песчаниках верхнего триаса Кальмиус-Торецкой котловины обломки андезитов обнаружены совместно с другими изверженными породами, развитыми в юго-западной части Донбасса (Бутурлинов, Соколова, 1964). Возраст пород комплекса по многочисленным радиологическим определениям равен 200-230 млн. лет. Таким образом, имеются веские основания полагать, что внедрение магмы и образование пород андезито-трахиандезитового комплекса относится к пфальцской фазе (P_2-T_1), завершившей герцинский цикл развития Донецкого бассейна.

Андезито-трахиандезитовый комплекс, наиболее полно описанный Г.А.Макухиной (1961) и Н.В.Бутурлиновым (1963), представлен межпластовыми залежами, суммарная мощность которых по скважинам достигает 200-250 м, а площадь 10-12 кв. км, штокообразными и лакколитообразными телами до 2-3 км в поперечнике андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов, дацитов, трахиандезитов и трахидацитов и дайками того же состава.

Химический состав пород андезито-трахиандезитового комплекса, определенный на основании более чем 80 анализов, и числовые характеристики по А.Н.Заварицкому, проведены в табл. 7. На диаграмме составов (см. рис. 7) достаточно отчетливо видно разделение пород комплекса на две группы. Первая группа - андезиты, андезито-дациты, дациты - близки к щелочноземельному типу, с преобладанием Na_2O над K_2O. Вторая группа - трахиандезиты и трахидациты - характеризуется повышенным содержанием щелочей при преобладании K_2O.

Миусский комплекс лампрофиров распространен в южной части Донбасса в бассейне р. Миуса; особенно много выходов пород этого комплекса известно по берегам р. Крынки и ее притоков. Они давно известны также в пределах Главной антиклинали на западном окончании Нагольного кряжа (с. Новопавловка), а в последнее время встречены западнее в Снежнянском районе.

Таблица 7

Средний химический состав главных типов пород андезито-трахиандезитового комплекса

Компонент	37	38	39	40	41	42	43
SiO_2	51,60	59,32	63,04	65,60	57,56	64,03	62,56
TiO_2	0,86	0,60	0,61	0,47	0,70	0,44	0,52
Al_2O_3	14,80	15,00	16,50	15,80	15,28	14,76	16,28
Fe_2O_3	2,68	2,34	1,48	1,87	2,70	0,93	1,73
FeO	6,00	3,64	1,84	1,35	3,97	2,00	2,91
MnO	0,15	0,05	0,05	0,08	0,10	0,04	0,04
MgO	5,00	2,90	2,48	1,42	2,60	1,22	1,47
CaO	7,90	5,70	3,95	4,26	5,02	4,35	3,11
Na_2O	2,97	4,07	4,89	3,48	3,65	2,34	4,25
K_2O	2,20	1,75	1,17	2,00	3,95	4,52	5,27
P_2O_5	0,20	0,16	0,30	0,28	0,23	0,18	0,23
SO_3	0,30	0,18	0,10	0,05	0,20	0,08	0,03
П.п.п.	4,54	4,45	3,56	3,70	3,80	5,20	0,84
С у м м а	99,20	100,16	99,97	100,36	99,76	100,09	99,24
s	62,40	70,30	74,70	77,90	68,00	77,10	72,40
a	10,20	11,80	12,90	10,90	14,20	12,30	17,10
c	5,30	4,40	4,90	5,40	3,50	4,20	2,80
b	22,10	13,50	7,50	5,80	14,30	6,40	7,70
f'	38,20	41,90	41,50	52,40	44,00	45,00	55,80
m'	40,10	37,70	57,60	42,70	32,00	38,70	32,40
c'	21,70	20,40	-	-	24,00	21,30	11,80
a'	-	-	0,90	4,90	-	-	-
n	67,60	77,90	86,30	72,80	58,60	44,10	55,30
t	1,26	0,80	0,76	0,55	0,95	0,43	0,87
Q	+0,90	+12,50	+18,70	+28,60	+3,00	+25,40	+7,80
$a:c$	1,92	2,70	2,60	2,00	3,97	2,70	6,10

Примечание: 37 - андезито-базальт, среднее из 9 анализов; 38 - андезит, из 18 анализов; 39 - андезито-дацит, из 9 анализов; 40 - дацит, из 6 анализов; 41 - трахиандезит, из 27 анализов; 42 - кварцевый латит, из 4 анализов; 43 - трахидацит, из 8 анализов.

В литературе по изверженным породам Донецкого бассейна лампрофиры р. Крынки ранее рассматривались как относящиеся к раннеорогенному (P_1-P_2) комплексу совместно с монцонит-порфирами, с которыми они пространственно ассоциируют в Шахтинском районе (Бутурлинов, 1959). Однако в последнее время появились факты, дающие основания для пересмотра возрастного положения лампрофиров бассейна Миуса и их роли в геологической истории Донбасса. По данным геофизических работ (Кармазин, 1969), многочисленные дайки пород миусского комплекса пространственно приурочены к зоне разрывных нарушений, вытянутой в северо-восточном направлении от Амвросиевского купола к западной части Нагольного кряжа, вдоль Саур-Могильского глубинного

разлома. В 1967 г. В.И.Гоньшакова отобрала образцы для определения их возраста, который оказался равным 160± 12 млн. лет, т.е. соответствующим средней юре – времени проявления киммерийских орогенических фаз, известных в литературе как "донецкие фазы С.Бубнова".

Миусский комплекс лампрофиров, впервые описанных И.А.Морозевичем в 1903 г., представлен многочисленными дайками мончикитов, камптонитов, одинитов протяженностью от 10 до 80 м, мощностью 0,2 – 12 м. Простирание их обычно северо-восточное (5-20°), реже северо-западное (330°), углы падения крутые (70-90°). В бассейне р. Крынки по балке Соленой обнажена дайка мончикита с многочисленными обломками-ксенолитами пород кристаллического фундамента – гранитов, пегматитов, аплитов – до 30 см размером. По мнению некоторых исследователей (Гоньшакова и др., 1967), эта дайка выше переходила в трубку взрыва. Химический состав пород миусского комплекса и числовые характеристики по А.Н.Заварицкому приведены в табл. 8.

Сведения об изверженных породах Донбасса необходимо дополнить характеристикой своеобразного щелочного базальта, обнаруженного буровыми работами в северной части бассейна (Кулид и др., 1967). Он залегает, по-видимому, в форме маломощной дайки в зоне разрывного нарушения. По составу порода ближе всего стоит к лампрофирам группы щелочных базальтоидов, отличаясь от средних типов повышенным содержанием алюминия и железа и более низким – магния и кальция (в %):

SiO_2 – 51,00; TiO_2 – 0,22; Al_2O_3 – 17,60; Fe_2O_3 – 1,48; FeO – 16,56; MnO – 0,42; MgO – 2,86; CaO – 1,70; Na_2O – 3,00; K_2O – 3,16; P_2O_5 – 0,32; SO_3 – 0,64; $H_2O_{гигр}$ – 0,42; CO_2 – 0,07; П.п.п. – 0,63; сумма – 100,08.

Для удобства сопоставления вариационные линии комплексов изверженных пород Донецкого бассейна нанесены на сводную диаграмму (см. рис. 7). Комплекс диабазов солянокупольных структур Бахмутской котловины и Днепровско-Донецкой впадины слабо дифференцирован, что видно из кучного расположения фигуративных точек. В поле их расположения находятся также точки средних составов траппов Тунгусского бассейна и диабазов Восточно-Европейской платформы. Петрохимическая характеристика пород южной части Донбасса существенно отличает их от диабазов Бахмутской котловины. Здесь содержание щелочей повышено, вплоть до появления типичных щелочных по-

Таблица 8

Средний химический состав главных типов пород миусского комплекса *лампрофиров*

Компонент	44	45	46
SiO_2	42,15	40,77	43,21
TiO_2	1,24	1,48	2,14
Al_2O_3	11,91	13,95	13,79
Fe_2O_3	3,72	6,86	6,02
FeO	7,02	4,67	4,75
MnO	0,21	0,13	0,18
MgO	14,00	9,77	5,75
CaO	8,47	11,46	11,10
Na_2O	1,72	2,79	1,86
K_2O	2,52	1,44	0,39
CO_2	3,24	1,47	6,70
H_2O^+	2,11	3,41	3,07
SO_3	0,20	0,34	0,34
P_2O_5	-	0,76	-
Cl	-	0,86	-
F	-	0,40	-
Сумма	99,51	100,56	99,30
s	48,75	49,22	57,40
a	7,34	8,46	5,33
c	4,28	5,43	7,77
b	39,63	36,89	29,50
f'	26,60	29,06	37,70
m'	58,20	46,46	37,00
c'	15,20	24,48	25,30
n	50,00	75,00	88,20
t	2,10	2,70	3,60
Q	-21,46	-23,91	-3,30
$a:c$	1,70	1,57	0,70

Примечание: 44 - биотитовый камптонит, среднее из 2 анализов; 45 - мончикит, из 11 анализов; 46 - одинит, из 8 анализов.

род (малиньитов), много магния и титана, но содержание полевошпатовой извести несколько понижено по сравнению со щелочноземельными породами соответствующего состава. Это обстоятельство послужило основанием для отнесения девонских изверженных пород юга Донбасса к щелочноультраосновной - щелочно-базальтоидной формации и для параллелизации их с таким "классическим" комплексом ультраосновных и щелочных пород, как маймеча-котуйский комплекс севера Сибирской платформы (Гоньшакова и др., 1967, 1968). Сопоставление вариационных линий девонских комплексов юга Донбасса со средней линией маймеча-котуйского комплекса, вынесенной на диаграмму по

Среднее содержание
и главных типах

	I	2	3	4	5	6
Ti	3,65	4,30	3,00	I,35	0,60	0,42
Mn	0,096	0,I0	0,I54	0,2I	0,I0	0,08
V	0,049	0,029	0,037	0,035	0,0I5	0,0I8
Co	0,009	0,007	0,004I	0,00I3	0,008	0,004
Ni	0,02I	0,02	0,0072	0,0025	0,0I8	0,008
Cr	0,044	0,065	0,020	0,009	–	0,0I0
Zn	0,093	0,040	0,034	0,046	0,042	0,24
Cu	0,0I7	0,0I0	0,0I3	0,008	0,00I	0,002
Pb	–	–	0,002I	0,0I7	–	–
Be	0,00II	0,00II	0,00I0	0,00II	–	0,00II
Sr	0,02	0,04	0,04	0,22	–	0,04
Ba	Не обн.	0,048	0,I7	0,I7	Не обн.	–
Rb	0,00I8	0,0050	0,0I	0,0I6	0,0I0	0,008
Cs	0,0024	0,0020	0,0022	0,002I	0,00I9	0,025
La	–	–	0,005	0,0033	–	–
Li	–	–	0,003I	0,0065	–	–
B	–	–	–	0,005	–	–
Zr	0,0I8	0,027	0,048	0,099	0,0I3	0,0I5
TR	0,025	0,026	0,043	0,096	0,023	0,02I
Nb	0,0084	0,0I0	0,0I03	0,229	0,0053	0,0045
Ta	0,0028	0,0025	0,0035	0,0027	0,0025	0,0025
P	0,I5	0,26	0,I8	0,092	0,I8	0,099
Cl	0,0I6	0,020	0,022	0,05	0,0I	0,023
F	0,03	0,I2	0,I0	0,3I3	0,I2	0,08

Примечание: I – приазовский комплекс, глубинные породы; 2 – ский эффузивный комплекс; 4 – покрово-киреевский андезито-трахиандезитовый комплекс; 7 – I0 – ульт-

данным В.И.Гоньшаковой и Л.С.Егорова (I968), в общем подтверждает правомерность такой параллелизации.

Несомненно, к щелочному ряду пород тяготеет и южнодонбасский комплекс, представленный шонкинитами, трахидолеритами, монцонит-порфирами и другими породами более кислого состава. Щелочная тенденция сохранилась также в андезито-трахиандезитовом комплексе изверженных пород, в составе которого, как видно из диаграммы, четко намечаются две ветви вариационной линии – щелочноземельных пород с преобладанием Na_2O над K_2O и еще более щелочных переходных пород, в которых K_2O преобладает над Na_2O.

Таблица 9

некоторых элементов в магматических комплексах Донбасса
магматических пород

7	8	9	I0
0,03	0,90	0,8	0,23
0,I5	0,20	0,I2	0,06
0,024	0,020	0,0I	0,004
0,02I	0,0045	0,00I	0,00I
0,20	0,0I6	0,0055	0,0008
0,20	0,02	0,005	0,0025
0,003	0,0I3	0,0072	0,006
0,002	0,0I0	0,0035	0,002
0,0000I	0,0008	0,00I5	0,002
0,00002	0,00004	0,000I8	0,00055
0,00I	0,044	0,08	0,03
0,000I	0,03	0,065	0,083
0,0002	0,0045	0,0I	0,020
0,000II	0,000I	–	0,0005
0,0002	0,00I8	0,002	0,002
0,00005	0,00I5	0,002	0,004
0,000I	0,000I	0,00I5	0,00I5
0,003	0,0I	0,026	0,02
–	0,0075	–	0,0I45
0,000I	0,002	0,002	0,002
0,0000018	0,000048	0,00007	0,00035
0,0I7	0,I4	0,I6	0,07
0,005	0,005	0,00I	0,024
0,0I	0,037	0,005	0,08

приазовский комплекс, дайковые породы; 3 – волновахско-еланчик-щелочной комплекс; 5 – южнодонбасский интрузивный комплекс; 6 – раосновные, основные, средние, кислые породы, по А.П.Виноградову.

Породы мезозойского (J_2?) миусского комплекса лампрофиров также характеризуются относительно высоким средним содержанием щелочей и магния, однако состав их весьма неоднороден, что, как известно, характерно для лампрофиров вообще. Ниже приводим сводную таблицу содержания малых элементов в изверженных породах Донбасса по материалам Н.В.Бутурлинова (табл.9). Сравнение девонских комплексов Донбасса с маймеча-котуйским комплексом ультраосновных пород (Гоньшакова, Егоров, I968) показывает близость содержаний большинства из приведенных в таблице элементов.

Особый интерес для Донецкого бассейна с его широко известными месторождениями Никитовского рудного поля представляют данные о содержании в изверженных породах ртути (Бутурлинов , Корчемагин, 1968). Данные этих исследователей, откорректированные применительно к нашим представлениям о возрасте и составе пород магматических комплексов Донбасса, а также с целью исключения возможного влияния вмещающих пород, показывают, что содержание ртути в изверженных породах бассейна значительно выше кларков этого металла в ультраосновных ($1 \cdot 10^{-6}$), основных ($9 \cdot 10^{-6}$), кислых ($8 \cdot 10^{-6}$) породах (Виноградов, 1962) и фоновых содержаний в песчано-сланцевой толще юго-восточного Донбасса ($2 \cdot 10^{-6}$) и в Нагольном кряже ($5 \cdot 10^{-6}$), соответствуя фону песчано-глинистой толщи в Никитовском рудном поле ($1 \cdot 10^{-4}$) и Горловской антиклинали ($1-3 \cdot 10^{-5}$). Однако на контактах с изверженными породами содержание ртути в осадочных породах повышено, достигает содержания ее в изверженных породах. По-видимому, важной особенностью распределения ртути является то, что ее содержание возрастает от комплекса к комплексу как на доорогенном этапе (от $4,7 \cdot 10^{-5}$ в приазовском и волновахско-еланчикском комплексах среднего – верхнего девона до $1,4 \cdot 10^{-4}$ в покровско-киреевском щелочном, верхнего девона), так и на орогенном (от $1,4 \cdot 10^{-5}$ в южнодонбасском габбро-монцонито-сиенитовом нижне-верхнепермском до $5,4 \cdot 10^{-5}$ в андезито-трахиандезитовом верхнепермско-нижнетриасовом). Относительно несколько меньше ртути в породах мезозойского (?) миусского комплекса ($3,1 \cdot 10^{-5}$). В границах комплексов не замечена зависимость содержания ртути от петрографического состава пород. В породах андезито-трахиандезитового комплекса намечается повышение содержания ртути в юго-западной части бассейна ($8,2 \cdot 10^{-5}$) по сравнению с юго-восточной ($3,9 \cdot 10^{-5}$), что возможно, связано с преобладанием несколько более щелочных пород на юго-западе бассейна.

Аналитические данные, указывающие на относительно высокое содержание ртути в изверженных породах Донбасса, не случайны и свидетельствуют о значительной концентрации этого элемента в глубинных очагах генерации магмы на протяжении длительного отрезка геологического времени – от среднего девона до мезозоя.

О происхождении магматических пород Донецкого бассейна

Как известно, результаты сейсмологических исследований и экспериментальных работ свидетельствуют о том, что областью генерации основных и ультраосновных магм является верхняя мантия (Горш-

ков, 1958; Тернер, Ферхуген, 1961; Шейнманн, 1961, 1963, 1969; Сипо, 1960; Кузнецов, 1964; Рингвуд и Грин, 1968; Грин и Рингвуд, 1968; Белоусов, 1966, 1968, 1969; и др.).

Разнообразие пород девонских комплексов Донбасса объясняется многими причинами. Накопление щелочей и кремнезема в поздних членах комплексов указывает на обычный ход дифференциации магмы в магматическом очаге. С другой стороны, аномально высокое содержание таких элементов как титан, калий, фтор и некоторые другие при отсутствии признаков ассимиляции магмой богатой этими элементами пород коры, заставляет предполагать, что магматический расплав был обогащен ими при своем образовании.

По данным Д.Х.Грина и А.Э.Рингвуда (1968), эти "некогерентные" элементы - самая легкоплавкая фракция - легче всего удаляются из перидотита мантии при взаимодействии его с образовавшимся расплавом и более или менее существенно обогащают последний.

Некогерентные элементы в расплаве при относительно слабой дифференциации главных породообразующих элементов очевидно могут концентрироваться и при образовании магмы по гипотезе зонного плавления (Harris, 1957; Виноградов, 1959; 1962; Ярошевский, 1968), следствием чего должно быть накопление летучих компонентов мантии, образующих "трансмагматические" растворы (Коржинский, 1968). Потоки таких растворов - продуктов дегазации мантии, состоящие главным образом из воды, щелочей и летучих кислот и в связи с этим, очевидно, способные переносить значительное количество металлических элементов, вызывают метаморфизм горных пород, метасоматоз, магматическое замещение. Естественно допустить, что эти растворы, поднимаясь по глубинным разломам совместно с базальтовым или ультраосновным расплавом или проникая в промежуточные магматические очаги, могут существенно влиять на состав расплава, а при его эволюции и кристаллизации в различных формах - на состав магматических пород или постмагматических образований. Также логично допущение, что при активизации глубинных разломов, проникающих в верхнюю мантию, потоки таких летучих продуктов ее дегазации могут обособляться от расплава на большой глубине, опережая его при движении в верхние горизонты коры, или возникать независимо от явлений магмообразования и служить источником рудообразующих элементов в месторождениях, не связанных, таким образом, непосредственно с конкретными магматическими породами.

Детальное рассмотрение специальных проблем петрологии не входит в нашу задачу, ограниченную общей характеристикой магматических комплексов Донецкого бассейна. По-видимому, достаточно убедительным может быть общий вывод о том, что вариации состава и содержания малых элементов и геохимическая специализация магматических комплексов подкорового, мантийного происхождения обусловлены взаимодействием расплава с веществом мантии и заимствованием из нее "некогерентных" элементов, отгонкой легкоплавких компонентов при зонном плавлении, местным усилением процесса дегазации мантии вследствие изменения термодинамического режима в тектоносфере, в частности, из-за формирования или активизации глубинных разломов. Необходимо все же помнить, что помимо первоначального источника элементов в магматическом расплаве на поведение и распределение их в горных породах важное, а в ряде случаев и решающее влияние оказывают процесс дифференциации и фациальные условия кристаллизации магмы.

Таким образом, девонские магматические комплексы щелочно-ультраосновных и щелочных базальтоидных пород юга Донбасса, состав которых свидетельствует об отсутствии ассимиляции в процессе их образования, имеют глубинное, мантийное происхождение. Магма, вначале ультраосновного, а затем щелочно-базальтоидного состава, отделившись от субстрата, поднималась относительно быстро по глубинным разломам до участков образования промежуточных очагов, где дифференцировалась почти без ассимиляции и интрудировала к местам залегания или изливалась на поверхность. К концу девона кристаллизация и дифференциация магмы проходили при резком возрастании роли щелочей. Источником элементов, характеризующих геохимическую и, при благоприятных условиях, металлогеническую специализации девонских комплексов юга Донбасса, была верхняя мантия.

Условия образования верхнедевонского комплекса диабазов солянокупольных структур Бахмутской котловины были, очевидно, иными. Принадлежность этих пород к производным толеито-базальтовой магмы не вызывает сомнения. Нет явных признаков ассимиляции пород коры и контаминации магмы. Состав пород комплекса, фигуративные точки которых образуют на диаграмме рой векторов в ограниченной области основных пород, свидетельствует о незначительности дифференциации. Очевидно, толеито-базальтовый расплав поднимался относительно быстро, без сколько-нибудь длительных оста-

новок в промежуточных очагах и без существенного участия летучих продуктов дегазации мантии. Можно предположить, что последнее обстоятельство связано с образованием протяженных (в сотни километров) и легко проницаемых глубинных разломов, по которым поднималась магма, что препятствовало концентрации летучих и обусловливало их рассеивание в большом объеме расплава.

Генезис позднегерцинских пород Донецкого бассейна определяется менее уверенно. Для южнодонбасского комплекса, в составе которого преобладают гипабиссальные тела шонкинитов, трахидолеритов, монцонит-порфиров, характерны основные породы, существенно обогащенные калием; тенденция к повышенной щелочности прослеживается во всех разновидностях пород комплекса. Они связаны обычно с ассоциациями щелочных оливиновых базальтов или щелочных базальтоидов (Заварицкий, 1955; Тернер, Ферхуген, 1961; Кузнецов, 1964). Обогащение щелочами, в частности калием, и заметную роль средних и кислых пород в составе комплекса, по-видимому, наиболее убедительно можно объяснить медленным поднятием базальтового расплава в условиях орогенного этапа, возникновением промежуточных очагов, доступных для проникновения глубинных летучих компонентов и контаминацией базальтового расплава веществом коры, а возможно и его ассимиляцией. Существование промежуточных очагов (или очага) в ходе образования южнодонбасского комплекса подтверждается высокой дифференцированностью и наличием в его составе, наряду с основными породами, трахилипаритов и грорудитов. Отсюда и те "малые" элементы, которых сравнительно много в породах южнодонбасского комплекса, отчего зависит его геохимическая специализация, могут быть генетически связаны как с подкоровым, мантийным источником, так и с породами коры.

По-видимому, столь же сложной была история формирования андезито-трахиандезитового комплекса. Как известно, проблема генезиса андезитовой магмы является одной из наиболее сложных в петрологии и решается для различных провинций в различных вариантах - от признания гибридной ее природы до предположения о существовании самостоятельной магмы такого состава, которая образуется или в "корневых" частях горных сооружений или в глубине верхней мантии в пределах островных дуг. Для Донецкого бассейна наиболее приемлема гипотеза Ю.А.Кузнецова, предполагающая связь базальто-андезито-

липаритовой группы магматических формаций, в частности андезитового и трахиандезитового формационных типов, с базальтовой магмой, образующей промежуточные очаги, где происходят контаминация и ассимиляция пород коры (Кузнецов, 1964). Эта гипотеза подтверждается пространственной и временной (в рамках орогенного этапа) сопряженностью андезито-трахиандезитового комплекса с южнодонбасским, также имеющим четкие признаки контаминации базальтовой магмы веществом коры и характеризующимся повышенной ролью калия.

Связь лампрофиров группы мончикитов и камптонитов, представляющих мезозойский (?) миусский магматический комплекс, с щелочными базальтоидами признается большинством специалистов-петрологов (Соболев, 1952; Заварицкий, 1955; Гапеева, 1960; Тернер, Ферхуген, 1961; и др.). Менее ясны генетические связи одинитов, однако нахождение их в Донецком бассейне в тесной ассоциации с мончикитами и камптонитами, общность их структурного положения и условий залегания позволяют при современном уровне изученности объединять эти породы в единый комплекс.

Принадлежность альпийских базальтов севера Донбасса к производным щелочно-базальтоидной магмы, несмотря на ограниченность имеющихся данных, также наиболее вероятна.

Магматические формации Донбасса

Для целей металлогенического анализа полезно установить формационную принадлежность магматических комплексов Донбасса, придерживаясь классификации Ю.А.Кузнецова (1964), как наиболее полной. Такая попытка интересна в теоретическом отношении в связи с своеобразным положением Донецкого бассейна как геоструктуры, отражением чего является характер магматической деятельности на протяжении истории формирования бассейна.

Комплекс диабазов солянокупольных структур Бахмутской котловины и Днепровско-Донецкой впадины по петрохимическим признакам относится к трапповой формации (Бернадская, 1961). Условия формирования пород комплекса, независимо от того, какой из двух вариантов возраста - рифейско-раннепалеозойский или позднедевонский - принимать, отвечают платформенным или субплатформенным. Таким образом по обоим определяющим признакам - составу пород и геолого-структурным условиям формирования этот комплекс относится к т р а п п о в о м у формационному типу.

Среднедевонский приазовский комплекс щелочно-ультраосновных и габброидных пород можно отнести к формационному типу ц е н т р а л ь н ы х и н т р у з и й щ е л о ч н ы х и у л ь т р а о с н о в н ы х п о р о д с к а р б о н а т и т а м и, по классификации Ю.А.Кузнецова (1964). Основанием для этого являются кольцевое строение наиболее крупного из известных до настоящего времени Покрово-Киреевского массива и петрохимические особенности, указывающие на повышенное содержание щелочей в породах комплекса. Открытым остается вопрос о карбонатитах, поскольку карбонатные породы метасоматического происхождения обнаружены до настоящего времени лишь отдельными скважинами в небольшом количестве в составе эруптивных брекчий и небольших тел неясной формы.

Весьма интересна тесная пространственная связь и близость петрохимических особенностей среднедевонского приазовского интрузивного и средне-верхнедевонского волновахско-еланчикского эффузивного комплексов. Последний имеет еще более четкие признаки щелочного состава пород, вплоть до появления нефелин- и лейцитсодержащих разновидностей. Волновахско-еланчикский эффузивный комплекс по составу пород, структурным условиям и времени формирования в истории бассейна относится к щ е л о ч н о м у о л и в и н о б а з а л ь т о в о м у (или к щелочному базальтоидному) формационному типу, по Ю.А.Кузнецову.

Третий, верхнедевонский щелочной покрово-киреевский комплекс изверженных пород юга Донецкого бассейна по всем классификационным признакам относится к щ е л о ч н о - б а з а л ь т о и д н о м у т и п у. При этом он тесно связан с предыдущими девонскими комплексами юга бассейна (приазовским интрузивным и волновахско-еланчикским эффузивным), как пространственным совмещением, так и близостью петрохимических особенностей.

Таким образом, в южной части Донбасса, в пределах единой длительно существовавшей зоны глубинных разломов, отделяющей Донецкую складчатую область от докембрийского Приазовского блока Украинского щита, на раннем этапе развития образовались близкие по времени формирования (средний-верхний девон) комплексы изверженных пород, тесно связанные, по-видимому, общностью происхождения. При этом определенно намечаются следующие закономерности.

I. Смена во времени фациальных особенностей пород - от интрузивных и дайковых среднедевонского приазовского комплекса, к

эффузивным волновахско-еланчикского средне-верхнедевонского и преимущественно интрузивным верхнедевонского щелочного покровокиреевского комплексов.

2. Изменение состава пород в комплексах от ультраосновных к основным в приазовском, от основных к кислым в волновахско-еланчикском.

3. Нарастание роли щелочей от ранних к поздним дифференциатам в границах комплексов и во времени от комплекса к комплексу.

Эти закономерности свидетельствуют, по-видимому, о существовании в девоне общего для всех трех комплексов глубинного очага - источника магмы, находившегося в верхней мантии. Можно допустить, что процесс плавления субстрата мантии и образования ультраосновных пород, со временем усложненный дифференциацией и нарастанием роли щелочей как продуктов дегазации мантии протекал особенно интенсивно вблизи пограничного глубинного разлома Южно-Донбасской зоны. Поэтому все разнообразие пород девонских комплексов юга Донбасса, обусловлено дифференциацией исходной ультраосновной и щелочно-базальтовой магмы и метасоматозом, связанного с дегазацией мантии и воздействием образующихся трансмагматических растворов. Изложенное выше позволяет нам присоединиться к В.И.Гоньшаковой и др. (1968), предложившим объединить изверженные породы девонских комплексов юга Донбасса в единую щелочно-ультраосновную - щелочно-базальтоидную формацию, подчеркнув этим тесную генетическую и структурную связь девонских изверженных пород этого района.

Менее определенна формационная принадлежность южнодонбасского интрузивного комплекса. Преобладание в его составе основных пород повышенной щелочности (шонкинитов, трахидолеритов, монцонит-порфиров) свидетельствует в пользу предположения о связи с оливинобазальтовой магмой. Формирование на раннеорогенном этапе развития и связь со структурами субширотного, согласного со складчатостью, направления определяет принадлежность этого комплекса к габбро-монцонито-сиенитовому формационному типу. Относительная обогащенность калием и появление в составе комплекса кислых, перенасыщенных кремнекислотой и щелочами, пород свидетельствуют о дифференциации в промежуточном очаге и о возможной роли контаминации магмы веществом коры гранитоидного состава. Такие же признаки сложности формирования с участием сиали-

ческого материала имеют и породы позднеорогенного андезито-трахиандезитового комплекса. В его составе есть породы, характеризующие, по данным Ю.А.Кузнецова, два формационных типа – андезитовый и трахиандезитовый. Возможность такого расчленения андезито-трахиандезитового комплекса Донбасса подтверждается наличием двух вариационных линий на диаграмме составов (см. рис. 7), однако, в настоящее время нет достаточных данных для выделения самостоятельных комплексов – андезитового и трахиандезитового, поэтому нами эти породы объединены в одну позднеорогенную а н д е з и т о-т р а х и а н д е з и т о в у ю формацию.

Принадлежность лампрофиров группы мончикита и камптонита к щелочным базальтоидам не вызывает сомнений. Поэтому имеется достаточно оснований для отнесения миусского комплекса мезозойских (?) лампрофиров к щ е л о ч н о-б а з а л ь т о и д н о м у формационному типу устойчивых областей.

Общая характеристика магматических формаций Донецкого бассейна приведена в табл. 10.

Таким образом, имеющиеся данные о комплексах изверженных пород и магматических формациях Донецкого бассейна свидетельствуют об их связи с глубинными, подкоровыми очагами генерации магмы. На раннем этапе формирования подвижной зоны, вследствие высокой проницаемости глубинных разломов в условиях растяжения, ультраосновная или основная магма относительно свободно проникла в осадочную толщу, не ассимилируя пород коры и почти не изменяясь в результате контаминации. Явления, изменявшие состав магмы, по-видимому, могли быть при формировании орогенных комплексов из-за преобладания сжатия, препятствовавшего свободному поднятию магмы и стимулировавшего образование промежуточных очагов.

Комплекс лампрофиров, связанных с щелочно-базальтоидной магмой и образующих многочисленные дайки, формировался в условиях активизации платформенного режима в посторогенный период. Вероятно, именно это обусловило своеобразие эволюции щелочно-базальтоидной магмы, в результате которой образовалась сложная по структурным и минералого-петрографическим особенностям ассоциация лампрофиров.

Обзор магматических образований Донецкого бассейна свидетельствует об отсутствии в их составе комплексов гранитоидных пород, в общем характерных для большинства подвижных зон геосинклинального типа. Кислые изверженные породы (кварцевые порфиры, трахили-

Магматические формации Донецкого бассейна

Таблица 10

Магматический комплекс	Магматическая формация	Состав пород	Фация, форма залегания	Этап развития, возраст пород	Тектонический режим	Контролирующая структура
Комплекс диабазов солянокупольных структур	Траппповая	Диабаз	?	D_3	Платформенный	Региональные ЗСЗ глубинные разломы ограничивающие центральный грабен ДДВ
Приазовский интрузивный щелочно-ультраосновной габброидный	Щелочно-ультраосновная-щелочно-базальтоидная	Оливинит, верлит, пироксенит, габбро-пироксенит, *габбро. Слюдяной* пикрит, лимбургит, авгитит, плагиоклазит	Гиппабиссальная. Сложные штокообразные тела, иногда концентрические, дайки	Начальный, D_2, 380-390 млн.лет	Субплатформенный	Глубинные субширотные и субмеридиональные *разломы*
Волновахско-еланчикский эффузивный базальтоидный		Пикрито-базальт, базальт, трахибазальт, ортофир, кварцевый *порфир и его туф*	Эффузивная. Покровы	Ранний, D_2-3, 335-365 млн. лет	"	Глубинные субширотные разломы
Покрово-киреевский интрузивный щелочной		Малиньит, нефелиновый сиенит, тингуаит, сельвсбергит, фонолитоидный тефрит	Гипабиссальная. Штокообразные тела, дайки	Ранний, D_3-C_1, 300-330 млн. лет	"	Узел пересечения субширотных и субмеридиональных разломов (Покрово-киреевская структура)
Южнодонбасский интрузивный субщелочной	Габбро-моцонито-сиенитовая	Шонкинит, трахидолерит, *моцонит-порфир*, авгитовый керсантит, трахилипарит, грорудит	Гипабиссальная. Штокообразные тела, пластовые залежи, дайки	Средний *соскладчатый*, P_1-P_2, 270-290 млн.лет	Орогенный (*ранняя* фаза)	Глубинные субширотные *разломы* (Южнодонбасская зона)
Андезито-трахиандезитовый	Андезито-трахиандезитовая	Андезито-базальт, андезит, андезито-дацит, дацит, трахиандезит, трахидацит	Гипабиссальная. Штокообразные и лакколитообразные тела, пластовые залежи, дайки	Поздний соскладчатый, P_2-T_1, 200-230 млн.лет	Орогенный (поздняя фаза)	Глубинные субмеридиональные разломы
Миусский лампрофировый	Щелочно-базальтоидная	Мончикит, камптонит, одинит	Гипабиссальная. Дайки	Послескладчатый, J_2?, 160 млн. лет	Платформенный (активизация)	Сбросовые трещины в зоне северо-восточных разломов
Краснодонский базальтовый	"	Щелочной базальт	Гипабиссальная. Дайки (?)	Послескладчатый, Cr_2 - Pg, 80 млн.лет	То же	Северодонбасская зона субширотных разломов

париты, дациты) обнаружены только как крайние дифференциаты в резко подчиненном количестве в составе девонского волновахско-еланчикского эффузивного и обоих орогенных комплексов. Вместе с тем определенно устанавливается возрастание роли относительно более кислых пород (монцонитов, плагиопорфиров, андезитов) в магматических комплексах от ранних, доорогенных, к орогенным. Напрашивается вывод о том, что нарастающая с развитием подвижной зоны бассейна тенденция к "покислению" магм вследствие вовлечения в процесс сиалического вещества коры в условиях Донецкого бассейна не дошла до завершения - образования гранитоидного расплава, и была ограничена ассимиляцией относительно небольшого масштаба.

О причинах такого своеобразия развития магматизма в Донецком бассейне можно высказать только предположение. По-видимому, решающее значение имело то, что прогиб образовался в основании древней платформы, хотя и на ее окраине. Несмотря на весьма значительное опускание ложа прогиба, инверсия тектонического режима не привела к образованию горного сооружения и существенному утолщению коры; на месте области погружения при инверсии структуры типа антиклинория не возникло. Вероятно также, что существование и неоднократная активизация (возобновление проницаемости) глубинных разломов на фоне общей слабой деформированности коры способствовало относительно свободному подъему узких потоков тепла и теплоносителей - продуктов дегазации мантии и препятствовало возникновению фронта медленно поднимающихся и постоянно питающихся за счет притока из недр трансмагматических растворов, играющих решающую роль в образовании коровых гранитоидных пород.

О метаморфизме пород Донецкого бассейна

Различия в степени эпигенетических изменений в осадочных породах Донбасса известны еще со времен Л.И.Лутугина. В настоящее время в обиходе геологов Донбасса находятся такие термины, как глина, аргиллит, глинистый сланец, алевролит, песчанистый сланец, песчаник и т.д., отражающие определенную степень изменения песчано-глинистых осадков. Более детально исследовали состав пород угленосной толщи Донбасса Н.В.Логвиненко (1957), С.И.Малинин (1963), Н.А.Овейси (1968). Н.А.Овейси установил, что глинистые породы в области развития длиннопламенных углей состоят из кварца, каолинита, гидросерицита, гидробиотита и сидерита. В глинистых сланцах из зоны развития антрацитов содержатся кварц, сери-

цит, хлорит, альбит, гидрослюды. Таким образом в среднем карбоне (угленосной толще) появляются серицит, хлорит, альбит – типоморфные минералы начальной стадии регионального метаморфизма. Наряду с изменением минерального состава происходило уплотнение, обезвоживание и рассланцевание глинистых пород, цементация и перекристаллизация цемента песчаников, перекристаллизация известняков.

Выполненные Н.А.Овейси расчеты показали, что при метаморфизме глинистых пород Донбасса выносятся железо, магний и вода, увеличивается содержание алюминия и щелочей, причем суммарный вынос вещества достигает 5,5% общего числа атомов исходной породы. Для глинистых сланцев характерна щелочная среда, причем щелочность возрастает по мере роста степени метаморфизма. По данным Н.А.Овейси, определения возраста осадочных пород Донбасса, выполненные в отделе абсолютной геохронологии ИГН АН УССР, свидетельствуют о том, что время образования гидрослюд в породах, вмещающих угли различных марок (Д, ПА, А) почти одинаково (240–230 млн.лет) и соответствует поздней перми или рубежу между пермью и триасом, т.е. орогенному этапу герцинского цикла. Очевидно, это время последнего этапа метаморфизма, так как до этого осадочные породы угленосной толщи в раннепермскую эпоху погрузились на глубину свыше десяти километров и дислоцировались в заальскую фазу (P_1–P_2).

Расчеты М.Л. Левенштейна (1966), основанные на анализе мощностей, показывают, что угли марок Д–Г погружались на глубину 2,5–3 км, Г–Ж – на 4–5 км, марок ОС–Т – на 6–7 км. Переход каменных углей в антрациты отвечает погружению на 7–8 км, а наиболее метаморфизованные донецкие антрациты образовались на глубине около 14 км. Если предположить, что геотермический градиент был близок к современному (2,5–3°С на 100 м), даже без учета вероятного увеличения в тектонически активную заальскую фазу получим, что к началу общей инверсии в породах угленосной толщи среднего карбона температура достигала 350–400°С, а в нижнем карбоне центральной части бассейна – и значительно выше.

Таким образом, есть все основания полагать, что к началу общей инверсии тектонического режима, т.е. к раннепермской эпохе, отложения нижнего карбона находились в температурных условиях, близких к условиям амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Однако песчано-сланцевые породы нижнего карбона, обнаженные и

вскрытые многими скважинами в районе Нагольного кряжа, т.е. в центральной части бассейна, представлены сланцами, мало чем отличающимися по степени метаморфизма от пород среднекаменноугольной толщи в области распространения антрацитов, охарактеризованных Н.А.Овейси. Поскольку существование высокой температуры на глубине 15-20 км сомнений не вызывает, неясна ничтожная степень метаморфизма пород, т.е. ее несоответствие температурным условиям.

Этот чрезвычайно интересный и важный вопрос несомненно заслуживает специальных исследований и самого пристального внимания со стороны петрологов. В рамках настоящей работы нужно отметить лишь некоторые следствия, вытекающие из указанных факторов и имеющие отношение к вопросам эндогенного рудообразования в Донецком бассейне.

Для начального метаморфизма наиболее характерны обезвоживание осадочных пород, их уплотнение, потеря пластичности глин и т.д. Однако это не сопровождалось дегидратацией содержащих воду гидрослюд. Судя по тому, что породы антрацитовых районов отличаются от вышележащих, включающих каменные угли, только отсутствием каолинита и появлением серицита, хлорита и альбита, поровые растворы, мобилизованные в результате повышения температуры, были относительно пассивными. Минерализация пород, наблюдающаяся в таких районах, как Горловская антиклиналь, Нагольный кряж, Северная антиклиналь (окварцевание, диккитизация, карбонатизация) развита локально и не зависит от возраста и степени метаморфизма вмещающих пород и происходила после формирования складчатых структур бассейна, т.е. после регионального метаморфизма. Таким образом, роль поровой воды, связанной с формированием осадочной толщи, в явлениях миграции элементов и метаморфогенного минералообразования в Донецком бассейне не следует переоценивать.

Можно допустить, что низкая степень метаморфизма осадочной толщи в Донецком бассейне обусловлена такими особенностями его строения и истории развития как наличие кристаллического фундамента, хотя и разбитого на блоки, но недостаточно переработанного (в отличие от "типичных" геосинклинальных зон) и в связи с этим затруднением массового поступления в верхние части коры трансмагматических растворов. Как уже говорилось, именно поэтому, вероятно, в бассейне не было гранитоидного магматизма. Подтверждается предположение о том, что образование глубинных разломов, их неоднократная

активизация и высокая проницаемость служили причиной относительно свободной миграции продуктов дегазации глубинных зон Земли – носителей летучих минералообразующих элементов и тепла – и их рассеяния в рыхлых осадочных породах у поверхности. О том же свидетельствуют глубинное, подкоровое происхождение магматических комплексов и их локализация в зонах глубинных разломов.

Явления метаморфизма осадочных пород на контактах с магматическими установлены в южной части бассейна, в области широкого развития магматических комплексов, и охарактеризованы в работах В.К.Куликовского (1959), С.В.Нечаева (1959, 1959а), А.И.Лыкова (1960, 1961), Н.В.Бутурлинова (1963) и др.

Контактовый метаморфизм песчано-глинистых пород весьма незначителен, их изменения выражены в уплотнении, смене окраски. Независимо от состава изверженных пород в маломощной зоне контактных изменений наблюдается незначительное окварцевание, серицит и биотит, иногда хлорит и карбонаты. В связи с перекристаллизацией и появлением минералов-новообразований песчано-глинистые породы в узкой контактной зоне иногда приобретают сходство с роговиками, образование которых сопровождалось привносом кремнезема и калия и выносом железа и магния.

Известняки на контакте также изменены сравнительно незначительно, в основном перекристаллизованы, иногда доломитизованы. Более интенсивно изменены карбонатные отложения на контактах с породами габбро-монцонито-сиенитового и андезито-трахиандезитового комплексов. В экзоконтактных ореолах пород этих комплексов на юге Донбасса установлены типичные скарны, образующие маломощные (до нескольких метров) тела в карбонатных породах, эффузивах и докембрийских гранитоидах вдоль разрывных нарушений. Скарны юга Донбасса представлены кальцито-гранатовыми и везувиано-гранатовыми породами с магнетитом, эпидотом, кварцем. На собственно скарновую фазу минералообразования иногда наложена сульфидная минерализация, выраженная вкрапленностью и прожилками халькопирита, молибденита, пирита, часто с кварцем и флюоритом.

По данным Н.В.Бутурлинова (1963), Н.В.Бутурлинова и В.К.Куликовского (1963), в непосредственном контакте с телами магматических пород каменные угли сгорают или превращаются в естественный кокс. Однако достаточно незначительного прослоя пород, отделяющих магматическое тело от пласта угля, чтобы уголь почти не изменился. Контактное воздействие интрузивных тел на угли высокой ступени метаморфизма ограничивается образованием маломощных зон обожженного порошковатого угля.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Время заложения Доно-Днепровского прогиба является предметом обсуждения, начиная с работ А.П.Карпинского, и до наших дней не может считаться достоверно установленным.

Различие в мнениях по этому вопросу сводится, по существу, к двум точкам зрения. Согласно одной из них, начало формирования Днепровско-Донецкой впадины (включая Донбасс) - рифей или ранний палеозой (Карпинский, 1883, 1894; Лунгерсгаузен, 1939; Порфирьев, 1941; Бондарчук, 1964; Куцыба, 1954; Эйнор, 1958; Новикова, 1961; и др.).

Согласно второй точки зрения, Доно-Днепровский прогиб образовался в результате опускания вдоль региональных разломов в девоне (Архангельский, 1948; Соболев, 1939; Ротай, 1941; Шарапов, 1954; Мирчинк, Бакиров, 1951; Усенко, 1954; Клименко, 1957; Попов, 1963; и др.). Н.С.Шатский (1937) считал вероятным образование впадины в конце каледонского цикла.

Прямых доказательств наличия додевонских образований в пределах всего Доно-Днепровского прогиба, кроме припятской его части, до сих пор нет. Вместе с тем, вероятность заложения Доно-Днепровского прогиба в позднем докембрии или раннем палеозое и наличия отложений соответствующего возраста в осевой, наиболее опущенной его части, вполне возможно, что очевидно из истории развития Восточно-Европейской платформы и некоторых особенностей строения территорий, примыкающих к ней с юга.

Как известно, поздний докембрий был важнейшим рубежом в геологической истории Восточно-Европейской платформы, когда началось

формирование верхнего структурного этажа (осадочного чехла), в результате расчленения фундамента и образования впадин и поднятий как по окраинам, так и в пределах всей платформы. К началу венда относятся явления интенсивного вулканизма - формирование траппповой формации Волыни, Белоруссии, частично Подолии, эффузивного комплекса западной части Московской синеклизы (Крестцовского прогиба), распространяющегося на восток, до Пачелмского прогиба. К рифею относится формирование грабенообразных структур платформы, связанных с образованием региональных разломов, впервые упомянутых Н.С.Шатским (1955) под названием "авлакогены" и в дальнейшем охарактеризованных А.А.Богдановым (1961, 1964), А.С.Новиковой (1959, 1960, 1961, 1969), Валеевым и др. (1969).

Существование морского бассейна в Доно-Днепровском прогибе в позднем докембрии (рифее) отражено на палеогеографических картах,составленных О.В.Крашенинниковой(Атлас палеогеографічних карт Української та Молдавської РСР, 1960 р.). На протяжении кембрийского, ордовикского и силурийского периодов, судя по картам атласа, на территории Доно-Днепровского прогиба была суша.

Доказательством вероятности додевонской тектонической активизации территории Восточно-Европейской платформы в области современного Донбасса примыкающих участков Воронежского массива и Приазовского блока Украинского щита являются определения возраста некоторых изверженных пород. По данным И.С.Усенко (1960), в зонах преимущественно северо-западного простирания на Приазовском блоке есть дайки долеритов и кварцевых порфиров возрастом 1100 - 1200 млн.лет, и дайки андезитов в 550 - 570 млн.лет. Определения калий-аргоновым методом времени образования гранитов Каменных Могил и Екатериновки в северном Приазовье дают от 700 до 1600 млн. лет, что, при возможном завышении возраста, позволяет И.С.Усенко предполагать их образование в рифее или даже в палеозое (Усенко, 1960). На южном склоне Воронежского массива, перекрытом каменноугольными и более молодыми отложениями (в Старобельско-Миллеровской моноклинали), в биотитовых гнейсах и мигматитах кристаллического фундамента бурением обнаружена аплитоидная порода, возраст которой, по калий-аргоновому методу, 900 млн.лет (Машир и Скаржинский, 1968).

По данным глубинного сейсмического зондирования, под каменноугольными и, вероятно, верхнедевонскими отложениями Донбасса на

кристаллическом фундаменте залегает толща со скоростью распространения сейсмических волн, промежуточной между свойственной породам карбона и гранитному слою коры; ее мощность резко увеличивается в южной части бассейна. Эта особенность строения Донбасса свидетельствует о том, что до позднего девона на территории Донецкого бассейна существовал прогиб, где накапливались терригенные или вулканогенно-терригенные образования. Судя по профилю ГСЗ (см. рис. 3, Ш-Ш), прогиб в поперечном сечении был асимметричен с максимумом опускания на юге, под южной синклиналью и в зоне развития южных субширотных разломов. Эта максимально опущенная зона совпадает с широтной полосой распространения магматических пород юга бассейна и имела повышенную магматическую проницаемость на протяжении всего герцинского цикла.

Таким образом, есть основания для предположения о том, что до начала образования регионального герцинского Доно-Днепровского прогиба общей северо-западной ориентировки на территории Донбасса (а, может быть, и на других субширотных участках Доно-Днепровского прогиба) существовал субширотный приразломный прогиб, заполненный осадочными или вулканогенно-осадочными образованиями рифея или нижнего палеозоя. Формирование этого прогиба (или нескольких кулисообразно расположенных прогибов, ограниченных, возможно, субмеридиональными структурами), вероятно, было связано с активизацией древних широтных разломов фундамента, таких как Девладовский, Конкский и другие.

Более поздний, герцинский Доно-Днепровский прогиб в целом возник в результате наложения на кулисообразно расположенные рифейские субширотные впадины региональной зоны нарушений северо-западной ориентировки и объединения их в единую структуру, имеющую в плане (по поверхности фундамента) ломаное, ступенчатое очертание. Причины такого изменения плана региональных деформаций платформы неясны. Можно лишь допустить, что это изменение было связано с перераспределением ориентировки напряжений в коре при изменениях положения оси и ротационного режима Земли (Стовас, 1960, 1961; Каттерфельд, 1962; Хаин, 1964). Такое допущение объясняет активизацию процессов, постоянно протекающих в недрах Земли, ведущих к образованию магматических расплавов в верхней мантии и к магматической деятельности в региональных структурах. Платформенные структуры типа авлакогенов А.С.Новикова назвала в связи с высо-

кой проницаемостью для магмы и рядом специфических особенностей "магматогенными структурами" (Новикова, 1969). Весьма вероятно, что увеличенная по сравнению с каменноугольной толщей Донбасса скорость распространения сейсмических волн в подкаменноугольных (рифейских или нижнепалеозойских) образованиях связана как с более высокой степенью метаморфизма последних, так и с наличием магматических пород основного состава.

Таким образом, судя по косвенным признакам, активизация тектонического режима Восточно-Европейской платформы в рифее, в южной ее части выразилась в заложении (или возобновлении более древних) субширотных разломов, образования вдоль них приразломных впадин и проявлениях магматической деятельности как в этих впадинах, так и в примыкающих относительно приподнятых участках фундамента платформы. Возможно также, что этот процесс продолжался и в раннем палеозое, в связи с раннепалеозойским этапом развития области, примыкавшей к платформе с юга (Кизевальтер, 1960; Мирчинк и др., 1963; Дубинский, 1963; Смирнов и др., 1967).

Особенно активизировался тектонический режим в области современного Донбасса в среднем и позднем девоне. Девонские образования, хорошо изученные на юге бассейна, свидетельствуют о начавшемся в конце среднего девона опускании вдоль региональных разломных структур - субширотных (вероятно, унаследованных) и северо-западных, наложенных. Нисходящие движения в Донбассе отразили собой вторую важнейшую в истории Восточно-Европейской платформы девонскую эпоху активизации тектонического режима, образования или обновления расколов фундамента и связанных с ними дифференцированных движений с возникновением положительных и отрицательных структур и магматической деятельностью.

Отложения девона в южной, прибортовой, части Донбасса представлены терригенной толщей с базальным конгломератом в основании, свидетельствующей о контрастных движениях и интенсивном размыве относительно приподнятого Приазовского блока Украинского щита. В северо-западной части Донбасса и Днепровско-Донецкой впадине нисходящие движения сопровождались накоплением соленосных лагунных осадков, сменившихся карбонатными и терригенными отложениями. На южном склоне Воронежского массива девонские отложения не обнаружены; очевидно, область опускания Доно-Днепровского прогиба в девоне была четко ограничена региональными разломами. Однако, вероят-

ность накопления позже размытых девонских отложений на склонах Украинского щита и Воронежского массива не исключается.

Вторая половина девонского периода в Донбассе и Днепровско-Донецкой впадине отличалась интенсивной магматической деятельностью, тесно связанной с образованием или оживлением глубинных разломов. На начальном этапе магматической активности формировались интрузивные тела щелочно-ультраосновного и габброидного состава в зоне глубинного разлома на границе бассейна и Приазовского блока Украинского щита. Интрузивная форма магматической деятельности, проявившейся на фоне поднятия района, позже сменилась излияниями (наземными и, частично, подводными) дифференцированных лав и выбросами пирокластического материала. К концу девона возникли малые интрузии гипабиссальных и субвулканических пород щелочного комплекса Покрово-Киреевской структуры.

Таким образом, на юге бассейна, в зоне пограничных глубинных структур в среднем - позднем девоне, на раннем этапе развития Доно-Днепровского прогиба возникла вулкано-плутоническая формация, по набору пород близкая к щелочной ультраосновной и щелочно-базальтоидной формациям устойчивых областей (Кузнецов, 1964). К этой общей для всего Доно-Днепровского прогиба эпохе активного магматизма относятся также породы основного состава, наличие которых вдоль северной границы Донбасса уверенно предполагают по геофизическим данным А.Я.Дубинский и А.И.Дюков (1964).

В северо-западной части Донбасса (Бахмутской котловине) девонский магматизм был существенно иным, чем в южной прибортовой зоне. В Бахмутской котловине после отложения соленосной толщи происходили излияния основной магмы и образование слабо дифференцированных пород - диабазов трапповой формации. Различие в характере магматической деятельности в девоне на юге Донбасса и в Бахмутской котловине, по-видимому, связано с особенностями разломных структур - проводников магматических расплавов. Пограничные глубинные разломы Южнодонбасской зоны были активными более длительное время и заложены на большей глубине, определившей щелочно-ультраосновной и щелочно-оливино-базальтовый (щелочно-базальтоидный) состав магматических комплексов. Девонские диабазы солянокупольных структур Бахмутской котловины связаны со слабо дифференцированной толеитобазальтовой магмой, область генерации которой видимо находилась не так глубоко.

Ранний этап развития Доно-Днепровского прогиба завершился интенсивными движениями бретонской фазы герцинского орогенического цикла на рубеже девона и карбона. На юге Донбасса, в Южнодонбасской пограничной зоне, эта фаза выразилась в вертикальных перемещениях блоков фундамента прогиба по субширотным и субмеридиональным разломам на фоне незначительного общего поднятия, что привело к размыву девонских отложений и вулканических образований на юге бассейна местами до кристаллических пород фундамента и к выходу на эрозионную поверхность интрузивных пород девона. По-видимому, непосредственно перед бретонскими движениями на юге бассейна внедрились породы щелочного комплекса, прорывающие девонские покровы эффузивов и позднее размываемые турнейским морем. Никаких прямых указаний на проявление бретонской фазы в центральной части бассейна, сложенной каменноугольными отложениями, нет. В западной части бассейна, в Бахмутской котловине, с движениями этой фазы, вероятно, связано начало формирования солянокупольных структур (Гавриш, 1969).

После бретонской фазы Донецкий бассейн на протяжении длительного времени от раннего карбона до ранней перми включительно испытывал устойчивое опускание. Нисходящий режим колебательных движений был характерен и для областей, расположенных к северу и югу от прогиба: южного склона Воронежского массива, Приазовского блока и юго-восточного склона Украинского щита. Отличие тектонического режима для этих областей заключалось лишь в темпе, замедлении или ускорении движений, в кратковременных поднятиях изолированных участков, связанных с движениями блоков фундаментов и, как следствие этого, в формировании локальных конседиментационных структур и изменении мощностей и фаций каменноугольных отложений (Степанов, 1944; Фомичев, 1953; Попов, 1963; Широков, 1959, 1963; Белоконь, 1966, 1968; Колесник, 1969; и др.).

В центральной части Донбасса толща каменноугольных отложений, мощность которой, по подсчетам А.З.Широкова (1938, 1949), В.З.Ершова (1954), М.Л.Левенштейна (1959), достигает 18 км, накапливалась без существенных перерывов и несогласий. В раннем карбоне нисходящий режим не нарушался, в результате чего накопилась толща карбонатных отложений, известная на юге бассейна в составе турнейского и нижней части визейского ярусов, а на севере, на южном склоне Воронежского массива, еще и отложений всего намюра и

раннебашкирского века. Затем, в условиях частых и мелких колебательных движений на фоне общего опускания происходило накопление толщи угленосных каменноугольных отложений с тонкослоистым, ритмичным строением и преимущественно песчано-глинистым составом. В результате в Донецком бассейне сформировалась мощная песчано-глинистая толща, содержащая многочисленные маломощные пласты углей (свыше 300) и известняков (около 250) и в разрезе состоящая на 60-70% из алевропелитовых отложений и на 25-36% из песчаников; на долю известняков приходится до 5% и углей - до 2% толщи карбона. Область максимальных мощностей в пределах Донбасса смещена к югу и востоку.

На бортах прогиба Донбасса (склонах Украинского щита и Воронежского массива) колебательные движения отличались меньшим постоянством и амплитудой. Очевидно, эти районы были типичными резонансно-тектоническими структурами (Пущаровский, 1969), контуры которых выходили далеко за пределы прогиба, не ограничиваясь краевыми разломами. Это обстоятельство дает основание полагать, что ныне погруженная восточная часть Приазовского блока Украинского щита в позднем палеозое также погружалась и являлась областью накопления осадков.

Заметное изменение режима колебательных движений в Донбассе началось в конце позднего карбона - начале ранней перми, что выразилось в замедлении нисходящих движений и в смене их воздыманием, распространявшимся с запада на восток. Поднятие области привело к появлению нижнепермских лагунно-континентальных и соленосных фаций, территория накопления которых все сокращалась. Весьма вероятно, что к раннепермской эпохе (или даже к позднему карбону) относится начало формирования Главной антиклинали Донбасса (Попов, 1963).

Общая инверсия режима и восходящие колебательные движения конца палеозойской эры завершились к поздней перми проявлением заальской фазы герцинского орогенеза, выраженной в бассейне резким несогласием в залегании отложений нижней и верхней перми. В эту фазу, которую многие геологи Донбасса считают важнейшей в истории бассейна, осадочная толща палеозоя была собрана в складки запад - северо-западного простирания, согласного с общей ориентировкой контуров Доно-Днепровского прогиба. По-видимому, складчатые структуры, сформированные в эту раннеорогенную фазу, были относительно простыми линейными. По мнению В.С.Попова (1963) и других исследова-

телей тектоники Донбасса, на север и юг от центральной зоны простых крупных складок уже в заальскую фазу возникли более мелкие пликативные структуры. Следовательно, условия образования складчатых форм в центральной и краевых частях бассейна существенно отличались, вероятно, из-за различия в глубине залегания фундамента, его строения, степени мобильности и близости краевых зон к бортам бассейна. Совсем иной была складчатость в северо-западной части бассейна - в Бахмутской котловине, где простые линейные складки сменились брахи- и куполовидными формами, иногда осложненными соляными диапирами. На платформенных склонах Воронежского массива (Старобельско-Миллеровской моноклинали) и Украинского щита (Новомосковско-Петропавловской моноклинали) отложения палеозоя дислоцированы не были; форму пологой мульды,не осложненной линейными складками, сохранила и Кальмиус-Торецкая котловина.

Формирование складчатых структур Донбасса в заальскую фазу сопровождалось во многих случаях разрывами пластов осадочной толщи и образованием продольных, в общем согласных с ориентировкой складок, нарушений типа надвигов или взбросов, особенно распространенных в северной половине бассейна.

Тектоническим движениям заальской фазы сопутствовала активная магматическая деятельность, результатом которой было внедрение в осадочную толщу пород южнодонбасского комплекса - продуктов дифференциации щелочной оливино-базальтовой магмы, контаминированной веществом коры. Максимальной магматической проницаемостью, как и в девоне, в заальскую фазу отличались субширотные глубинные разломы юга бассейна и сложный узел пересечения разрывных структур в юго-западной части Кальмиус-Торецкой котловины. Магматическая деятельность проявилась тогда и в западной части бассейна - зоне поднятий, разделяющих Бахмутскую и Кальмиус-Торецкую котловины и ориентированных вдоль северо-западного фланга глубинного Осевого разлома (альбититы ст. Бантышево).

Складчатая структура бассейна в заальскую фазу формировалась в условиях сжатия, направленного со стороны бортов, с севера и юга. Об этом свидетельствуют следующие факты: I) ориентировка основных линейных элементов складчатой структуры бассейна параллельно ее северной и южной границам с Воронежским массивом и Приазовским блоком Украинского щита; 2) развитие протяженных (до 250-300 км) надвигов как наиболее типичных разрывных наруше-

ний, особенно в северной части бассейна; 3) явные признаки горизонтальных сдвигов, выраженные в кулисообразном расположении структурных элементов осадочной толщи, особенно заметные в северо-западной части бассейна (Бахмутской котловине); 4) образование промежуточного магматического очага, где магма контаминировалась веществом коры, а возможно, и ассимилировала вмещающие породы.

В то же время имеются несомненные признаки перемещений блоков фундамента, связанных с радиальными движениями, а именно: I) различие в строении северной и южной частей бассейна - развитие мелких линейных складок и продольных надвигов на севере и неправильных или грубо изометричных складок и поперечных разрывов на юге; 2) разные формы складчатости в восточной и западной частях бассейна; 3) линейное расположение магматических тел, приуроченность их к глубинным разломам. Очевидно, периодическая разрядка сжимающих усилий, необходимая для подъема магмы, реализовалась взаимным перемещением блоков вдоль разломов.

Состав отложений последующей, позднепермской, эпохи свидетельствует о том, что заальские движения не привели к образованию горной страны на территории бассейна. На сравнительно медленное поднятие области современного открытого Донбасса указывает отсутствие мощных толщ грубообломочного материала, характерного для фаций предгорий. Верхнепермские образования дроновской свиты представлены песчано-глинистыми континентальными пестроцветными породами с маломощными прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов и гравелитов, накопившимися в условиях аккумулятивных низин, обрамлявших медленно воздымавшийся Донецкий кряж.

Заключительная, пфальцская, фаза герцинского цикла проявилась на рубеже поздней перми и триаса и выразилась в размыве верхнепермских и более древних отложений и залегании триаса на различных по возрасту породах - от верхнепермских до среднекаменноугольных - с резким угловым несогласием. В эту фазу продолжалось формирование складчатой структуры бассейна. По-видимому, в пфальцскую фазу в связи с консолидацией осадочной толщи в результате заальских движений возросла роль разрывной тектоники и образования второстепенных пликативных структур - складок второго и высших порядков, брахискладок, куполов. Роль движений блоков фундамента значительно возросла вследствие уменьшения пластичности осадков после проявления предыдущей заальской фазы склад-

чатости. Очевидно, пфальцские движения, оживившие древние структурные швы, привели также к заложению многих субмеридиональных разрывных нарушений в толще палеозоя, более поздних по отношению к субширотным, что достаточно определенно заметно в Волновахской зоне разломов. Дифференциальные перемещения блоков фундамента бассейна и возникновение (и оживление ранее заложенных) субмеридиональных разрывных структур в завершающую фазу герцинского орогенеза несомненно имели существенное значение в формировании таких специфических структур бассейна, как поперечных воздыманий типа Ровеньковского поднятия, куполов в Бахмутской котловине, многочисленных поперечных дислокаций.

Тектоническая активность в заключительную пфальцскую фазу герцинского орогенеза сопровождалась магматической деятельностью. Как и в предыдущую заальскую фазу герцинского цикла, первоначальный очаг магмообразования возник в мантии и имел базальтовый состав. При сжатии и общем подъеме структуры бассейна базальтовый расплав поднимался к поверхности относительно медленно, с возникновением промежуточных очагов и ассимиляцией вещества коры, по-видимому, на уровне "гранитного" слоя. Вместе с тем, возобновление более древних и образование новых поперечных нарушений в консолидированной складчатой структуре обеспечивало разрядку сжимающих напряжений, возможность достаточно быстрого проникновения магмы в верхний структурный этаж и образования пород эффузивного облика, слагающих андезито-трахиандезитовый комплекс. Этому несомненно способствовало существование на юге бассейна субширотной унаследованной, вероятно, еще с докембрия и длительно развивавшейся зоны повышенной мобильности и магматической проницаемости вдоль границы прогиба и Приазовского блока Украинского щита.

Пфальцской фазой завершился герцинский цикл развития Донецкого бассейна. Палеозойский прогиб консолидировался в складчатую область, дальнейшая геологическая история которой проходила в условиях платформенного режима и при преобладании колебательных движений, на фоне которых с различной интенсивностью проявились несколько орогенических фаз более поздних циклов. Пфальцская фаза, как и предыдущая заальская, не привела к формированию на месте современного Донбасса типичной горной страны с интенсивно расчлененным рельефом. Об этом свидетельствует фациальный облик триасовых отложений, которые хотя и являются континентальными пестроцвет-

ными, но не содержат сколько-нибудь существенных по объему грубообломочных пород предгорных фаций и характеризуются песчаным и песчано-глинистым составом.

Начиная с триаса, западная и восточная части Доно-Днепровского прогиба развивались в различных условиях. В западной, платформенной, части прогиба (Днепровско-Донецкой впадине) преобладали нисходящие движения, господствовали условия осадконакопления, прерываемого кратковременными поднятиями. На востоке в области современного центрального Донбасса, преобладали восходящие движения, на фоне которых происходили сравнительно кратковременные опускания, главным образом в окраинных частях бассейна, а в позднемеловое время и в кайнозое - на всей площади.

В Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах, как и в Днепровско-Донецкой впадине, господствовали нисходящие движения, отлагались осадки мезозоя и кайнозоя с неоднократными перерывами. Таким образом, инверсия тектонического режима в конце герцинского цикла в центральной части Донбасса привела к последующему устойчивому поднятию всей складчатой структуры, а в западной - проявилась главным образом в узкой зоне, разделяющей Бахмутскую и Кальмиус-Торецкую котловины.

Нисходящие движения в мезозое и кайнозое были характерны и для платформенного склона Украинского щита (Новомосковско-Петропавловской моноклинали), где на породах перми залегают отложения триаса, юры, мела и кайнозоя, и для западной части южного склона Воронежского массива, примыкающей к Бахмутской котловине. Центральная часть южного склона Воронежского массива (Старобельско-Миллеровская моноклиналь) опускалась в позднем мелу, а в узкой зоне, примыкающей к складчатому Донбассу, - и в раннем мезозое (Преддонецкий прогиб, в трактовке В.С.Попова, 1963). Нисходящие движения в позднем мелу и кайнозое характерны также для Ростовского выступа докембрийского фундамента (Азовской антеклизы, по А.Я.Дубинскому) и для области складчатого Донбасса восточнее долины Северского Донца.

Таким образом, для областей, обрамляющих "открытую" (обнаженную) часть палеозойской складчатой структуры Донбасса, характерно различие послегерцинской истории. Платформенный склон Воронежского массива, на котором сохранились каменноугольные отложения, испытывал, по-видимому, медленно поднятие, прерванное трансгрес-

сией мелового моря. На юге, в области Приазовского блока, каменноугольные отложения смыты вследствие быстрого поднятия в заключительных фазах герцинского цикла, что сближает этот район с центральной частью складчатого Донбасса. Позднемеловое опускание охватило как Донбасс, так и восточную часть Приазовского блока и Азовский выступ, но в дальнейшем(в ларамийскую фазу) сменилось поднятием в центральной части складчатого Донбасса при опущенных обрамляющих областях, как платформенных на севере и юге, так и складчатых на западе (Бахмутская и Кальмиус-Торецкая котловины) и на востоке (складчатая структура Донбасса восточнее долины Сев. Донца). Таким образом, к кайнозою центральная часть Донецкого бассейна представляла собой складчатую область, приподнятую на фоне окружающих меловых депрессий различного строения наподобие свода, вытянутого в запад - северо-западном направлении.

Платформенный тектонический режим в пределах Донбасса активизировался на протяжении мезокайнозоя несколько раз. Первые киммерийские движения (первая донецкая фаза, по С.Бубнову) прослеживаются по несогласному залеганию тоарских отложений на размытых слоях триаса и нижнего лейаса в районе развития куполовидных структур северо-западной окраины Донбасса, наследованным оживлением некоторых герцинских структур и заложением таких складчатых форм Бахмутской котловины, как Торское поднятие и Средняя антиклиналь (Попов, 1963). В раннебайосское время проявилась вторая донецкая фаза, по Бубнову, выраженная на северо-западной окраине бассейна и в Бахмутской котловине несогласием между отложениями нижнего и верхнего байоса (Славянский, Красноосколькский, Петровский купола).

Роль киммерийских движений в области обнаженных палеозойских структур Донбасса недостаточно ясна из-за отсутствия мезозойских отложений. Вместе с тем, как уже упоминалось, возраст изверженных пород миусского комплекса лампрофиров по радиологическим данным (160 млн. лет), определенный В.И.Гоньшаковой, отвечает средней юре, что указывает на активизацию движений и проявление киммерийских донецких фаз и в этой части бассейна. При этом обращает на себя внимание поперечная, северо-восточная ориентировка разрывных структур, очевидно, связанных с Саур-Могильской зоной глубинного разлома, вдоль которых размещаются многочисленные дайки лампрофиров в южной части бассейна от Амвросиевского купола до Главной антиклинали.

Наступивший затем континентальный период сменился трансгрессией сеноманского моря, захватившей, по-видимому, весь Донецкий бассейн. Восходящие движения, начавшиеся в маастрихте, привели к осушению основной площади складчатого Донбасса, размыву верхнемеловых отложений и накоплению на окраинах бассейна прибрежных фаций. На рубеже позднего мела и палеогена они завершились проявлением ларамийской фазы альпийского тектогенеза. Эта фаза четко выражена на окраинах бассейна, где сохранились от размыва меловые породы. На северной окраине углы падения верхнемеловых слоев достигают 60-80°, а амплитуды ларамийских смещений по нарушениям - 200-300 м. Несколько слабее ларамийские дислокации проявились на востоке, юге и западе бассейна, где углы падения меловых слоев достигают 15-20°;однако и здесь ларамийская часть амплитуды такого крупного нарушения, как Персиановского, составляет 300 м. По данным В.С.Попова (1963, 1964),складчатые ларамийские структуры преимущественно унаследованы, однако эта фаза несомненно имела важное значение в формировании поперечных и диагональных, северо-восточных и субмеридиональных структур, особенно в Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах.

Ларамийские движения в Донецком бассейне сопровождались магматической деятельностью,выразившейся в проникновении в толщу палеозоя основной магмы и образовании базальтовых пород повышенной щелочности в северной части бассейна (Дуванной синклинали, Краснопоповке).

Режим колебательных движений, характерных для мезозоя, сохранился в Донбассе и в кайнозое, причем более подвижными также оставались окраинные части бассейна. После олигоцена проявилась савская фаза альпийского орогенеза, четко выраженная в северной, северо-западной и южной частях бассейна, где углы падения крыльев складок, преимущественно наследованных, в кайнозойских отложениях достигают иногда 15°, а амплитуды разрывов - 50 м. Материалы повторного нивелирования по данным ГУГК и топомаркшейдерской партии треста "Донбассуглеразведка" свидетельствуют о том, что Донецкий бассейн испытывает активные дифференцированные вертикальные движения до настоящего времени. Скорость подъема территории бассейна на разных участках за 20 лет (1929-1949 гг.) составляет 0,5 - 5,4 мм в год; имеющиеся данные свидетельствуют об унаследованности современных движений по отношению к более древним (Белоконь, 1968).

О развитии глубинной структуры Донбасса

Как известно, представления об эволюции строения земной коры и ее крупных структурных элементов обычно базируются на данных исторической геологии, сравнении различных в возрастном отношении регионов или структур, находящихся на разных этапах развития. Доно-Днепровский прогиб, по мнению некоторых исследователей, занимает в этом отношении особое место в связи с тем, что, являясь в целом структурой одновозрастной, он в различных частях имеет различное глубинное строение - черты существенно платформенного (Днепровско-Донецкая впадина) и геосинклинального (Донбасс) типов.

В представлении В.Е.Хаина (1964), начальная стадия нисходящей линии развития земной коры (от континентальной к вторично-океанической) характеризуется образованием авлакогенов, утонением континентальной коры, образованием "шейки" - пережима коры в границах грабена, "что является несомненным свидетельством растяжения, начавшегося в среднем девоне вероятно на фоне общего поднятия Украинско-Воронежского щита" (Хаин, 1964, стр.13). Примером может быть Днепровско-Донецкая впадина, образовавшаяся на коре континентального типа. Дальнейшее развитие авлакогенов приводит к их перерождению во внутриплатформенные, побочные геосинклинали типа Донецкой, возникшей на прямом продолжении Днепровско-Донецкого грабена" (там же). Вероятными аналогами являются новообразования в результате раздробления щитов - бассейны Красного моря, Аденского залива, Мозамбикского пролива, Восточно-Африканская зона разломов и другие. Таким образом, согласно схеме В.Е.Хаина, структуры типа Днепровско-Донецкой впадины являются звеном в цепи геологических событий, ведущих к преобразованию континентальной материковой коры в океаническую.

А.В.Чекунов считает, что различие в строении коры в прогибе с северо-запада на юго-восток отражает "единый процесс эволюции геосинклинали до ее замыкания с образованием орогенного поднятия" (Чекунов, 1967, стр. 104).

На примере Доно-Днепровского прогиба эволюция земной коры при развитии геосинклинали заключается, по А.В.Чекунову, в следующем. Заложение или регенерация геосинклинали происходит в результате тангенциального растяжения земной коры, при котором толщина составляющих ее слоев-"гранита" и "базальта" уменьшается, поверхность М поднимается и образуется линейно ориентированный гра-

бенообразный прогиб в верхней части коры. По мере дальнейшего интенсивного прогибания поверхности консолидированной коры, которое сопровождалось накоплением осадков в грабене, выступ поверхности М сглаживался, его амплитуда уменьшалась. Инверсия геотектонического режима с последующим формированием орогенного поднятия привела к дислокации и метаморфизму осадочного слоя, преобразованию его в "гранитый" слой, что обусловило возникновение в основании земной коры четко выраженного "корня".

Как видим, представления об эволюции глубинной структуры Донецкого бассейна весьма разноречивы, что зависит, очевидно, как от отношения их авторов к разным геотектоническим гипотезам, так и от недостатка фактических данных для объективного анализа и однозначных выводов.

Наблюдаемое различие в строении коры связано, по-видимому, не только с тем, какой из членов последовательного ряда глубинных структур обнаружен современными геофизическими исследованиями, но главным образом с различием в характере процессов, происходящих в мантии в областях платформенных, геосинклинальных или переходных, как полагает С.И.Субботин (Субботин, Наумчик, Рахимова, 1968). Поэтому сравнивать современное глубинное строение Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого бассейна как структур, характеризующих разные этапы развития единого Доно-Днепровского прогиба, следует весьма осторожно. Нужно искать причины того, что развитие Днепровско-Донецкой впадины остановилось на стадии прогибания, с соответствующим разрезом коры, а Донецкий бассейн испытал за то же время полный герцинский цикл развития и затем поднятие до настоящего времени.

Не претендуя на решение этих специальных вопросов геотектоники, целесообразно отметить некоторые обстоятельства, которые желательно учитывать при анализе истории развития Донецкого бассейна.

I. Прогибание поверхности консолидированной коры Днепровско-Донецкой впадины, подъем поверхности Мохо и образование "шейки" происходило, судя по данным ГСЗ, в основном вследствие уменьшения мощности не "гранитного", а "базальтового" слоя (см. рис. 3,I-I). В связи с этим, очевидно, эта впадина (авлакоген) не может быть примером структуры, развивающейся по нисходящей линии (согласно В.Е.Хаину), ведущей к образованию вторично океанической коры.

2. Мощность коры в западной части Донбасса (Бахмутской и Кальм

миус-Торецкой котловинах), которые многие геологи вслед за М.В.Чирвинской считают частью Доно-Днепровского прогиба, переходной между Днепровско-Донецкой впадиной и складчатым Донбассом, также уменьшается, особенно "базальтовый" слой, несмотря на инверсию тектонического режима. Образование "корня" не сопровождается увеличением мощности коры, а как бы компенсирует прогибание поверхности фундамента, значительно большее, чем в Днепровско-Донецкой впадине. Поверхность Мохо приподнята в местах пересечения ее краевыми разломами. Возможно, что наличие "корня" в этой части прогиба связано с более интенсивными киммерийскими и альпийскими движениями.

3. В центральном Донбассе (области обнаженного, приподнятого палеозоя) поверхность Мохо выравнивается и располагается в общем на таком уровне, как и в прилегающих областях Воронежского массива и Приазовского блока Украинского щита, т.е. характеризуется особенностями, присущими континентальному типу коры как конечному результату восходящей линии развития (от первичноокеанической к материковой), по схеме В.Е.Хаина.

Глубинная структура центральной части Донбасса также нарушает стройность построений А.В.Чекунова, поскольку несмотря на четко проявившуюся в конце герцинского цикла инверсию тектонического режима, сколько-нибудь явного "корня" в этой области нет.

4. Весьма интересно также то, что в западной и в центральной частях Донецкого бассейна, где инверсия тектонического режима в конце герцинского цикла проявилась несомненно, она не привела к образованию антиклинория. Судя по результатам ГСЗ, в осевой части прогиба нет поднятия наиболее древних образований, которое является основным признаком развития через инверсию в типичном выражении.

5. По-видимому, не случайно закономерное увеличение крутизны падения краевых пограничных разломов по направлению от Днепровско-Донецкой впадины к Донецкому бассейну. Это прямо связано с интенсивностью процесса складкообразования и инверсии тектонического режима, почему может служить одним из доказательств существенной роли тангенциальных напряжений - смены растяжения сжатием - в процессе формирования складчатой структуры Донецкого бассейна.

Резюмируя сказанное о геологической истории Донецкого бассейна, можно выделить основные периоды и этапы его развития (рис. 8 и 9). На рис. 8 обозначены магматические породы: I - щелочно-ультраосновные приазовского комплекса, 2 - щелочно-базальтоидные волновах-

ско-еланчикского комплекса, 3 - щелочные покрово-киреевского комплекса, 4 - габбро-монцонито-сиенитовые южнодонбасского комплекса, 5 - андезито-трахиандезитового комплекса, 6 - миусского комплекса лампрофиров, 7 - щелочной базальт Краснодонского района; на рис. 9 - магматические породы: 1 - диабазы трапповой формации, 2 - щелочные базальтоидные Волновахско-еланчикского комплекса, 3 - габбро-монцонито-сиенитовые южнодонбасского комплекса, 4 - андезито-трахиандезитового комплекса).

I. Догерцинский период. К нему относится образование субширотного приразломного рифейского или раннепалеозойского прогиба, его замыкание и, вероятно, размыв в раннем или среднем палеозое. О полноте проявления, завершенности цикла развития этого периода прямых данных нет; косвенным указанием на складчатость, метаморфизм и, возможно, на участие в составе догерцинских (рифейских или нижнепалеозойских) образований магматических пород служит различная скорость распространения сейсмических волн.

II. Герцинский период развития Донецкого бассейна. В этом периоде, соответствующем герцинскому циклу, четко выделяются два этапа - доорогенный и орогенный.

В первом из них различают две стадии: начального погружения и общего погружения.

На стадии начального погружения, которое возникло на платформе и происходило вначале в виде блоковых движений по разломам, сформировался приазовский комплекс щелочно-ультраосновных пород. Затем произошло опускание по региональным разломам всего прогиба, растяжение коры, накопление терригенных на юге и соленосных на западе осадков и подъем щелочно-базальтоидной магмы на юге Донбасса и толеито-базальтовой на западе с образованием соответственно волновахско-еланчикского эффузивного комплекса и комплекса диабазов трапповой формации. Эта стадия завершилась проявлением бретонской фазы, которой непосредственно предшествовало формирование покрово-киреевского комплекса щелочных пород в сложном структурном узле на юге бассейна.

На стадии общего погружения (предорогенной, по В.Е.Хаину, 1964) прогиб на протяжении всего карбона и ранней перми опускался и накапливались породы карбонатной угленосной и красноцветно-соленосной формаций. Последняя образовалась в условиях за-

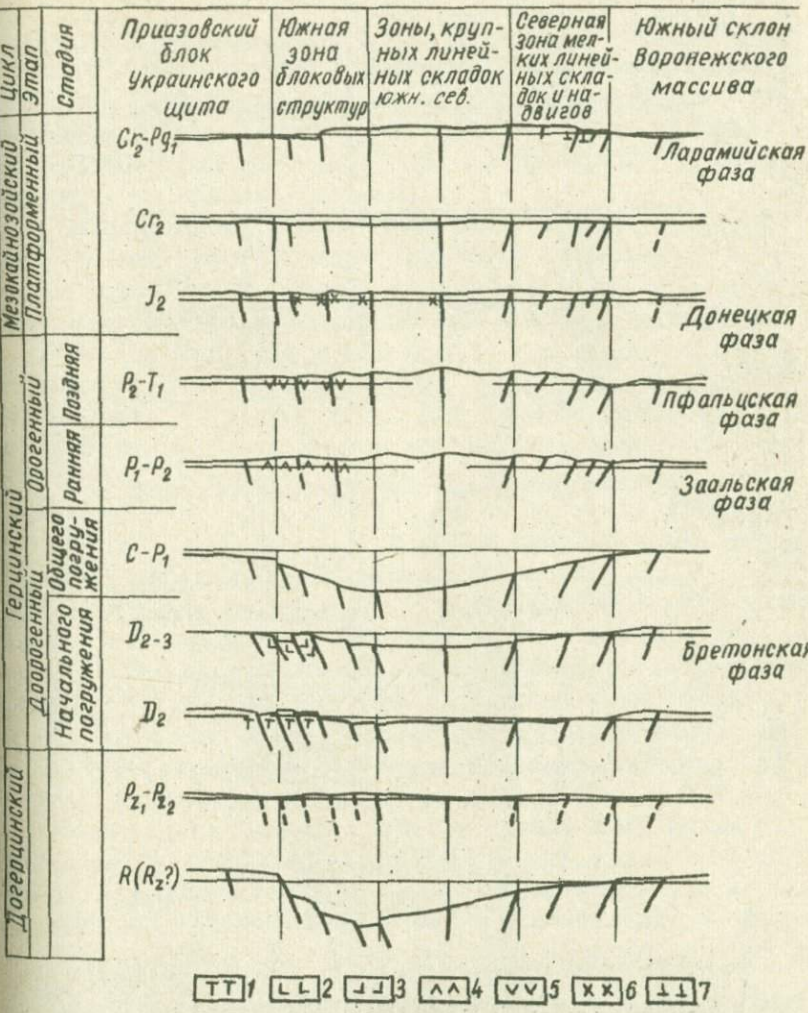


Рис. 8. Схема эволюции центральной части Донецкого бассейна.

медления нисходящих движений, начавшегося с позднего карбона и, по-видимому, зарождения Главной антиклинали в осевой части прогиба.

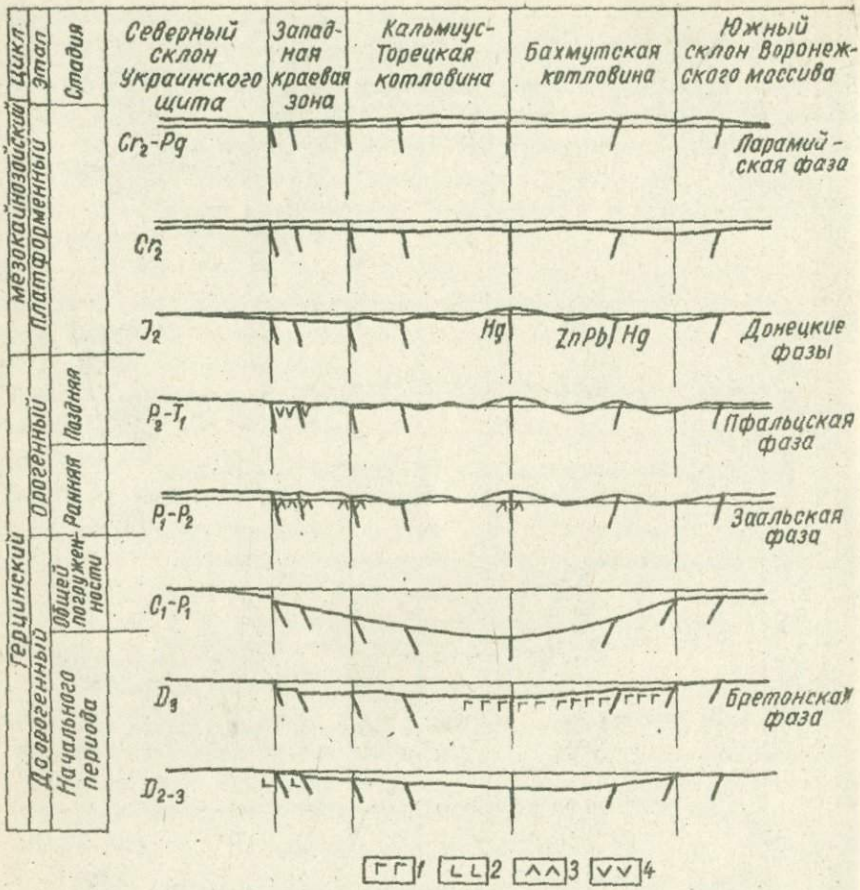


Рис. 9. Схема эволюции западной части Донецкого бассейна.

В орогенном этапе развития структуры Донецкого бассейна достаточно отчетливо выделяются также две стадии: раннеорогенная и позднеорогенная.

Раннеорогенная стадия по времени соответствует рубежу между ранней и поздней пермью (заальской фазе). На этой стадии при воздымании прогиба, сопровождавшемся тангенциальным сжатием, возникли основные элементы складчатой структуры и региональные надвиги. По-

видимому, уже на раннеорогенной стадии одновременно со сжатием происходили движения блоков фундамента, особенно на юге бассейна. В условиях сжатия в промежуточном очаге (или очагах) задерживалась, контаминировалась породами коры и дифференцировалась мантийная щелочная оливино-базальтовая магма, которая внедрялась, очевидно, при ослаблении сжимающих усилий и возрастании, в связи с этим, проницаемости глубинных разломов.

Позднеорогенная стадия - рубеж перми и триаса (пфальцская фаза). На этой стадии наряду с продолжением формирования пликативных дислокаций значительно возросла роль движений блоков фундамента, отразившихся и в относительно консолидированной толще палеозоя. Магматическая деятельность на позднеорогенной стадии, выраженная андезито-трахиандезитовым комплексом, также происходила, очевидно, в условиях сжатия, затруднявшего продвижение базальтовой магмы, что способствовало образованию промежуточных очагов, ассимиляции пород коры и контаминации ею магмы.

На орогенном этапе горная страна не образовалась, возникло складчатое сооружение, приподнятое наподобие свода, вытянутого с восток - юго-востока на запад - северо-запад.

Ш. Мезокайнозойский период, платформенный; к нему относится история развития бассейна начиная с позднего триаса, когда складчатое сооружение, окончательно консолидированное в позднеорогенную пфальцскую фазу герцинского цикла, испытывало колебательные движения, прерываемые кратковременной активизацией тектонического режима в мезозое (юрские донецкие фазы) и на рубеже мезозоя и кайнозоя (ларамийская фаза). Как указывалось выше, западная и центральная части бассейна в этот период отличались знаком господствующих движений, отрицательным на западе и положительным в области обнаженного палеозоя. Активная магматическая деятельность во время платформенного периода была в юре и в конце позднего мела и выразилась в образовании миусского комплекса лампрофиров на юге бассейна и внедрении щелочных базальтов на севере.

Периоды, этапы и стадии развития отразились в строении осадочной толщи Донецкого бассейна. Четко выделяются структурные этажи - дорифейский (архейско-протерозойский), составляющий кристаллический фундамент всего Доно-Днепровского прогиба, рифейский или нижнепалеозойский, обнаруженный глубинным сейсмическим зондированием под верхнепалеозойской осадочной толщей в Донбассе, гер-

цинский этаж, охватывающий отложения верхнего девона, карбона и перми, и постгерцинский платформенный этаж. В составе герцинского этажа выделяются структурные ярусы, в общем соответствующие этапам развития - верхнедевонский, карбоновый-нижнепермский, верхнепермский-нижнетриасовый. В постгерцинском платформенном этаже структурные ярусы выделяются, естественно, менее четко и имеют неповсеместное распространение.

Анализ особенностей строения и истории геологического развития Донецкого бассейна позволяют квалифицировать его как своеобразную складчатую область. Прежде всего обращает на себя внимание то, что Донецкий бассейн как часть Доно-Днепровского прогиба заложился в кристаллическом основании Восточно-Европейской платформы, хотя и на ее окраине. Независимо от причин, времени и механизма образования такого типа платформенных структур, трактующихся, как известно, различно, мы должны признать определяющую роль региональных глубинных разломов, ограничивающих максимально опускающуюся, а затем складчатую часть бассейна. Как показывают результаты глубинного сейсмического зондирования и некоторые особенности структуры бассейна, расчлененный разломами на блоки кристаллический фундамент подстилает осадочную толщу не только в Днепровско-Донецкой впадине, как структуре определенно платформенного типа, но и в центральной части Донбасса, характеризующейся типичной складчатой структурой.

Вместе с тем, прогиб, и особенно его центральная часть - Донецкий бассейн, опускался весьма значительно в области, ограниченной региональными бортовыми разломами. Выше мы ссылались на подсчеты мощности палеозойских отложений в Донбассе, достигающей двух десятков километров и характерных для макроструктур не платформенного, а геосинклинального типа, обычно лишенных четко выраженного докембрийского фундамента и имеющих "корни" - резкие утолщения коры, вдающиеся в мантию. Таким образом, наличие докембрийского фундамента приближает Донбасс к группе платформенных структур, а амплитуда и темп прогибания и в связи с этим мощность накопившихся осадков - к геосинклинальным.

Если обратиться к условиям формирования осадочной толщи, к вулканогенно-осадочным формациям Донбасса, то и здесь заметны особенности, отличающие бассейн от типичных геосинклинальных областей. В общем набор вулканогенно-осадочных формаций бассейна больше со-

ответствует миогеосинклинальному профилю, особенно в первой, доорогенной половине цикла. Но в предгорных фациях второй половины цикла почти нет грубообломочных пород, их мощность незначительна и облик континентальный. Все это свидетельствует об отсутствии в истории бассейна горной страны и о сравнительно медленном воздымании складчатых сооружений на орогенном этапе. Своеобразие складчатой структуры Донбасса заключается в простоте крупных линейных складчатых форм центральной зоны прогиба, где прогибание было максимальным и более сложным строением северной и южной окраин, примыкающих к бортам прогиба и зонам краевых разломов, ограничивающих складчатый палеозой бассейна.

Вместе с тем, складчатую структуру бассейна нельзя назвать мегантиклинорием или мегасинклинорием и выделить в ней такие характерные для геосинклинальных складчатых систем или областей элементы, как центральное поднятие, внутренние и внешние структурно-формационные зоны. Выше уже говорилось о своеобразии магматизма Донбасса, об отсутствии таких типичных геосинклинальных магматических формаций как спилито-кератофировая и гранитоидные и о щелочном уклоне всех проявлений магматической деятельности.

Таким образом, Донецкий бассейн следует считать особой геоструктурой, отличной как от платформенных, так и от геосинклинальных в их типичном выражении. Это своеобразие объясняется, по-видимому, промежуточным положением бассейна по отношению к Восточно-Европейской платформе и окаймляющей ее с юга геосинклинальной области. Очевидно, геологические процессы, связанные с развитием древней платформы, с одной стороны, и геосинклинальной подвижной зоны - с другой, влияли в той или иной степени на формирование структуры Донецкого бассейна.

РУДОНОСНОСТЬ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Нагольный кряж

История исследования золото-полиметаллических месторождений Нагольного кряжа в Донецком бассейне, начиная с разведочных работ на Нагольно-Тарасовском месторождении, проводившихся Луганским горным обществом в 1830-1834 гг., длительная и сложная. После работ конца прошлого века, предпринятых промышленником Глебовым, шахты которого были глубиной более 100 м, поиски и разведка возобновлялись неоднократно, в результате чего сложились различные представления о перспективах и целесообразности промышленного освоения руд месторождений этого района Донбасса.

Описания геологического строения и месторождений Нагольного кряжа приведены в опубликованных сводных работах К.Н.Вифанского (1931), Н.И.Свитальского (1935), П.В.Кулибина (1936), Е.К.Лазаренко (1939), А.А.Якжина (1952) и в ряде статей, а также в рукописных материалах. Ниже кратко охарактеризованы главные черты строения и особенности рудной минерализации с учетом новых данных, необходимые для полноты представления о рудоносности Донбасса и для обоснования дальнейших положений и выводов.

Нагольным кряжем в Донецком бассейне называют (по названию реки Нагольной) часть Главной антиклинали Донбасса, расположенную на пересечении с поперечным Ровеньковским поднятием и характеризующуюся своеобразными чертами строения. В этой части Главная антиклиналь испытывает максимальное воздымание оси, в связи с чем на поверхности обнажаются нижнекаменноугольные отложения (свита C_1^5) и нижние свиты среднего карбона (свиты C_2^1, C_2^2, C_2^3). Эти

отложения представлены аргиллитовыми и алевролитовыми сланцами, песчаниками и маломощными пластами конгломератов и известняков. В южной части кряжа каменноугольные породы перекрыты песчано-глинистыми отложениями неогена. Здесь: I - месторождения, рудопроявления: 2 - золото-мышьяковые, 3 - золото-полиметаллические, 4 - ртутная минерализация, 5 - граничные известняки свит карбона, 6 - разрывные нарушения; 7 - рудоносные зоны: I - северная, II - южная; 8 - северная граница распространения отложений неогена.

Свод Главной антиклинали в районе Нагольного кряжа имеет сложное строение (рис. IO). Ось антиклинали дугообразно отклоняется на

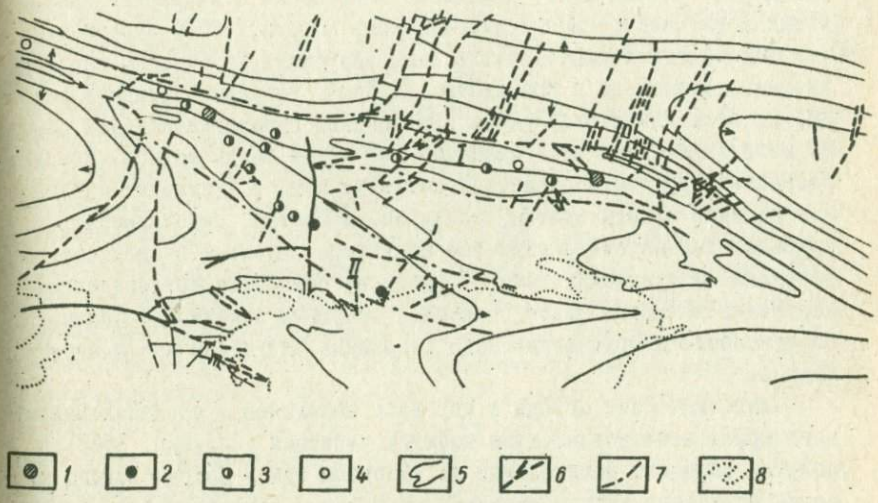


Рис. IO. Схематическая карта Нагольного кряжа.

юго-восток, а затем на северо-восток, а северное крыло осложнено антиклинальной складкой; между этими положительными структурами расположено мульдообразное синклинальное погружение (Карпово-Крепинская синклиналь). Свод Главной антиклинали в пределах Нагольного кряжа осложнен серией брахиантиклинальных поднятий - куполов (с востока на запад): Бобриковским, Дьяковским, Нагольнянско-Шев-

цовским, Остробугорским. Оси куполов имеют субширотное простирание, являясь, таким образом, грубо параллельными и образуя в плане своеобразные кулисообразные ступени, смещенные к северу. Северные крылья брахиантиклиналей-куполов обычно круче южных, оси их погружаются к западу под бо́льшим углом, чем к востоку. В своде Нагольнянско-Шевцовского купола выходят наиболее древние породы (нижний карбон), определяя участок максимального воздымания оси Главного антиклинала Донбасса. Крылья брахиантиклиналей, а иногда и их сводовые части осложнены дополнительной мелкой складчатостью, гофрировкой и плойчатостью сланцев.

В Нагольном кряже широко развиты разрывные нарушения. К ним относятся зоны смятия, часто сопровождающие крутопадающие надвиги, ориентированные по простиранию пород в замках или на крыльях складок и, по-видимому, возникшие в процессе становления складчатых форм; поперечные и диагональные сбросы, часто представленные серией сближенных параллельных нарушений, и трещины скола и разрыва, связанные с брахиантиклиналями. Размеры нарушений различны, от нескольких километров (Дьяковский субмеридиональный сброс) до небольших, амплитуды смещений достигают сотен метров. Возраст разрывных нарушений различен, часть из них, в частности продольные надвиги и зоны смятия, возникла, вероятно, одновременно с крупными элементами складчатой структуры, часть - в процессе образования брахиантиклиналей и куполов; сбросовые крутопадающие нарушения являются более поздними, секущими складчатые формы. По отношению к оруденению есть разрывные структуры до- и послерудные.

Магматические породы в коренном залегании в пределах Нагольного кряжа неизвестны, хотя имеются указания (Сиденко, 1968) о наличии обломков кемптонитов на северном крыле Бобриковского купола. Ближайшие выходы изверженных пород - лампрофиров миусского комплекса (J_2 ?) - известны в районе с.Новопавловки, у западного окончания Нагольного кряжа в замковой части Главной антиклинали в зоне Осевого надвига, и в 10-15 км к югу.

Для месторождений и рудопроявлений Нагольного кряжа характерен жильный или прожилковый типы оруденения. В редких случаях бывает вкрапленное оруденение в известняках (Есауловское месторождение) и в песчаниках (Бобриковский купол), пространственно тяготеющее к рудным жилам или трещинным структурам. Размеры жил ко-

леблются в широких пределах, ориентировка различна, в зависимости от типа разрывных нарушений. Вмещающими породами являются аргиллитовые сланцы, алевролитовые сланцы и песчаники свит C_1^5, C_2^1, C_2^2 и в некоторых случаях C_2^3. Месторождения и рудопроявления в пределах Нагольного кряжа, по имеющимся материалам, распределены неравномерно, тяготея к брахиантиклинальным структурам (куполам) свода Главной антиклинали и к ее северному крылу, осложненному антиклинальной складкой второго порядка. В связи с этим в пределах Нагольнянского рудного поля выделяют две рудные зоны - северную и южную, под острым углом соединяющиеся в Нагольнянско-Есауловский рудный узел в западной части Нагольного кряжа (см. рис. 13).

Наиболее полные сведения о морфологии рудных тел, их типах, текстурных особенностях сосредоточены в работе А.А.Якжина (1952). Эти сведения, дополненные результатами иследований последнего десятилетия, сводятся к следующему. Принимая во внимание особенности рудовмещающих структур, среди всех рудных тел Нагольного кряжа можно довольно легко *различить три типа.*

П е р в ы й т и п представлен жилами или минерализованными зонами, тесно связанными с продольными зонами рассланцевания, смятия, *гофировки сланцеватых пород*, имеющими чаще всего согласное или близкое к нему простирание и обычно косо, под острым углом, секущими вмещающие породы по падению. Такие зоны смятия наблюдаются обычно в сланцах на крыльях или в сводовых частях антиклинальных структур. Эти субширотные, преимущественно крутопадающие зоны нарушений вмещают отдельные жилы *или серии многочисленных сближен*ных маломощных прожилков, обычно ветвящихся, выклинивающихся, зачастую представленных серией линз или имеющих четковидный характер; *иногда такие зоны лишены* жильной минерализации. Оруденение этого типа характеризуется крайней неравномерностью распределения и разнообразием текстур (брекчиевидная, массивная, полосчатая), а также явными признаками послерудных мелких подвижек.

В т о р о й т и п - жилы в трещинах скола и разрыва, развиты в контурах брахиантиклинальных складок (*куполов*). *В отличие* от первого типа эти жилы имеют преимущественно поперечную или диагональную по отношению к вмещающим породам ориентировку, падение обычно *крутое до вертикального*. Они отличаются также сравнительно более правильной формой, четкими, хотя обычно неровными контакта-

ми, отсутствием признаков дробления пород и брекчиевидной текстуры.

Т р е т и й т и п – жилы в трещинах или зонах сбросов. В зависимости от характера сбросовых нарушений этот тип представлен или одиночными жилами или сериями жилок, линз, обособленных в системе трещин сбросовых зон. Для этого типа, как и для первого, характерно неравномерное распределение оруденения и развитие брекчиевидной текстуры. Н.И.Свитальский (1935) выделяет еще один тип мелких жил в трещинах отдельности пород, однако эти жилки, повсеместно тесно связанные с более крупными указанных выше типов, по-видимому, самостоятельного значения не имеют.

Минеральный состав жильных образований Нагольного кряжа впервые охарактеризован в фундаментальной работе Я.В.Самойлова (1906), основное внимание уделявшего диагностике и описанию отдельных минералов. В более широком плане с учетом возрастных и структурных взаимоотношений состав руд нагольнянских месторождений и рудопроявлений изучали Е.К.Лазаренко (1939, 1941, 1947 и др.), С.А.Юшко (1948), А.А.Якжин (1952); кроме того, в опубликованных работах имеются детальные характеристики некоторых минералов.

Главными нерудными минералами жильных образований Нагольного кряжа являются кварц и анкерит, подчиненную роль играют хлорит, донбассит (по Е.К.Лазаренко, 1950; α -хлоритит, по Я.В.Самойлову, 1906), диккит (накрит), литиисодержащая слюда, пистомезит, кальцит, арагонит, апатит, флоренсит, пирофиллит. Количественные соотношения между главными жильными минералами – кварцем и анкеритом – широко изменчивы, от жил смешанного состава до чисто кварцевых или анкеритовых. Состав рудных минералов более разнообразен. Главные из них – сфалерит, галенит, пирит, арсенопирит, халькопирит, буланжерит, тетраэдрит, бурнонит, золото, второстепенные – борнит, марказит, висмутин и другие. Богата гипергенными минералами зона окисления, развитая, по данным С.А.Юшко (1948), до глубины 20–25 м.

Для рудных жил Нагольного кряжа характерно крупнокристаллическое строение при весьма неравномерном распределении рудных и нерудных минералов по простиранию и падению. Изучение рудных жил в горных выработках и детальные минералогические исследования свидетельствуют о неоднократном повторении явлений минералообразования, о стадийности этого процесса. С.А.Юшко (1948) выделяет шесть

"геофаз" рудоотложения, разделенных явлениями тектогенеза - образованием трещин, сопровождающихся брекчированием и раздроблением, причем некоторые минералы повторно образуются в различных "геофазах", составляя несколько генераций. На стадийность минералообразования в жилах Нагольного кряжа указывают также Е.К.Лазаренко (1939), выделивший три возрастные группы жил, А.А.Якжин (1952), по мнению которого прошли три фазы минерализации, Н.И.Свитальский (1935), А.П.Иванов и О.Г.Сиденко (1969) и другие исследователи. При этом большинство из них обращает внимание на пространственную разобщенность жильных образований, характеризующихся более или менее определенными минеральными ассоциациями. Наличие зональных (ленточных, полосчатых) текстур, с односторонним или симметричным расположением зон определенного состава свидетельствует о прерывистости рудоотложения и пульсирующем характере поступления рудоносных растворов. На основании сравнительного исследования минеральных ассоциаций, характерных для различных месторождений и участков Нагольного кряжа, С.А.Юшко (1948) пришла к выводу о смене условий рудообразования с запада на восток от относительно более низкотемпературных и менее глубинных к относительно более высокотемпературным и более глубинным. Такая смена, по ее мнению, прослеживается от сурьмяно-ртутного оруденения Никитовки через полиметаллическое оруденение Есауловского и Центрально-Нагольнянского месторождений, медно-цинкового шахты Утренней (Нагольно-Тарасовка) до золото-мышьякового оруденения балки Муравки, Бобриковского и Острого Бугра. Вместе с тем, наложение стадий минералоотложения затрудняет выделение месторождений, характеризующихся достаточно определенной, типичной ассоциацией минералов.

Характерной особенностью месторождений Нагольнянского рудного поля являются весьма слабые околожильные изменения вмещающих пород. Они ограничены маломощными зонами вдоль рудных жил, в пределах которых породы обогащены минералами-новообразованиями. В аргиллитовых сланцах развиваются хлорит, пирофиллит, каолинит (диккит), в результате чего измененные породы часто осветлены. В песчаниках изменения выражены каолинизацией, в карбонатных породах - перекристаллизацией, анкеритизацией, окварцеванием. Во многих случаях околожильные изменения сопровождаются более или менее обильной пиритизацией, а в карбонатных породах и, иногда, в песчаниках - явлениями рудного метасоматоза - замещением карбонатов сфалери-

том, галенитом, пиритом, с образованием оруденения вкрапленного типа.

Измерения температур минералообразования методом гомогенизации газово-жидких включений и декрипитации, выполненные В.А.Калюжным и Л.И.Колтуном (1953), В.А.Калюжным и А.С.Ширицей (1962) и в последнее время Г.И.Гнатенко и Ю.А.Кузнецовым (неопубликованные данные, любезно предоставленные автору), указывают на значительные температурные интервалы и подтверждают минералогические наблюдения, свидетельствующие о стадийности процесса образования руд. Так, намечаются три-четыре генерации кварца (300-315, 250-270 , 150-190, 125-140°С), не менее двух - сфалерита (240, 80-140°С), три - галенита (145-180, 120-130, 60-80°С), две буланжерита (100-140, 45-60°С), три пирита (160-180, 120-145, 85°С).

Наиболее высокотемпературными оказались минералы - южной рудоносной зоны - рудопроявлений участков Острый Бугор, Бобриково, Дьяково.

О возрасте золото-полиметаллических месторождений Нагольного кряжа единого мнения до настоящего времени не сложилось. На основании косвенных признаков и соображений, учитывающих важнейшие фазы тектонической активности в Донбассе, Н.И.Свитальский (1935), И.И.Танатар (1934), А.А.Якжин (1952) относят оруденение Нагольного кряжа к герцинской эпохе, К.Н. Вифанский (1931) и А.Л.Додин (1944) считают его третичным. Е.К.Лазаренко (1939) полагает, что оруденение, связанное с продольными структурами, является герцинским, а связанное с более молодыми поперечными нарушениями - киммерийским. Б.С.Панов (1967) определил возраст свинцового оруденения Нагольного кряжа в 200 ± 20 млн.лет на основании изучения изотопных отношений свинца галенита, хотя, как известно, этот "грубый" свинцовый метод не обладает достаточной точностью (Тугаринов, 1961; Старик, 1961; Рассел, Фаркуар, 1962).

В 1968 г. в отделе абсолютной геохронологии ИГФМ АН УССР Б.Б.Зайдис получила данные, согласно которым возраст золотоносных кварцево-анкеритовых жил Нагольного кряжа равен 245-250 млн. лет. Определения выполнены калий-аргоновым методом по гидрослюдам, характеризуют наиболее раннюю и, по-видимому, высокотемпературную стадию минерализации и соответствуют заальской фазе герцинского цикла на рубеже ранней и поздней перми.

Мы не располагаем такими прямыми указаниями на возраст свин-

цово-цинкового оруденения Нагольного кряжа, по ряду признаков относительно более позднего. Имеющиеся данные по этому вопросу сводятся к следующему. В связи с тем, что полиметаллическое оруденение на юге Донбасса (в Волновахской зоне) пространственно тесно ассоциирует с изверженными породами андезито-трахиандезитового позднеорогенного комплекса ($P_2 - T_I$) косвенно подтверждается мнение И.Л.Никольского и Н.В.Бутурлинова (1965) о принадлежности этих руд к позднегерцинским - пфальцским образованиям.

Приведенные выше сведения о рудной минерализации Нагольного кряжа позволяют сделать некоторые выводы, необходимые в дальнейшем для общих представлений о закономерностях размещения и условиях образования оруденения в Донецком бассейне.

1. Нагольнянское рудное поле в региональном плане расположено в границах сложного структурного узла, возникшего на пересечении Осевого глубинного разлома и ориентированной вдоль него Главной антиклиналью Донбасса с поперечным Ровеньковским поднятием. Влияние этого поднятия выразилось в усложнении складчатой структуры, формировании сложных ее элементов подчиненных порядков и образовании системы разрывных нарушений различной ориентировки.

2. Оруденение и безрудная жильная минерализация локализуются в трещинных структурах, возникновение которых связано как с процессом образования складчатых форм (зоны надвигов на крыльях и в замках складок, зоны смятия, трещины разрыва и скола, связанные с брахиантиклиналями и куполами), так и независимо от них (сбросы и зоны трещиноватости вдоль сбросов).

3. Вмещающие породы оказывали существенное влияние на морфологию рудоносных структур и жильных образований. В сланцах преобладают сложные жилы, жильные и минерализованные зоны. Песчаники более благоприятны для формирования простых жил. Явления рудного метасоматоза ограничены несколькими случаями оруденения в известняках и в песчаниках.

4. В пределах Нагольнянского рудного поля четко выделяются две рудные зоны - южная, вытянутая вдоль выгнутого к югу свода Главной антиклинали, и северная, связанная с антиклинальной складкой второго порядка на северном крыле Главной антиклинали, осложненном мощной зоной рассланцевания и смятия пород.

5. Характерные особенности рудной минерализации Нагольного кряжа - стадийность рудообразования, значительный диапазон темпе-

ратурных условий, сложность состава руд. Особенно сложным был процесс рудоотложения в узле сопряжения южной и северной зон в западной части рудного поля (Есауловское и Центрально-Нагольнянское месторождения).

6. Характерной особенностью золото-полиметаллических руд нагольного кряжа является содержание в них сурьмы и ртути.

7. Связь оруденения Нагольного кряжа с конкретными комплексами магматических пород не установлена. По времени образования золото-пирито-арсенопиритовая минерализация находится ближе всего к раннеорогенному южнодонбасскому габбро-монцонито-сиенитовому комплексу, а полиметаллическая, вероятно, к позднеорогенному андезито-трахиандезитовому.

Веровское ртутно-сурьмяное рудопроявление

Веровское ртутно-сурьмяное рудопроявление, обнаруженное в 1957 г. И.А.Сафошкиным, расположено в северо-западной части Ольховатско-Волынцевской антиклинали, к северо-западу кулисообразно сочленяющейся с Горловской антиклиналью и являющейся, наряду с последней, частью Главной антиклинали Донбасса. Ось Ольховатско-Волынцевской антиклинали, имеющей протяженность около 65 км, ориентирована по азимуту СЗ 300^0, свод ее осложнен разрывными нарушениями регионального Осевого надвига, прослеживающегося вдоль всей структуры и далее к северо-западу, а на юго-востоке переходящего в сложную систему субширотных нарушений Нагольного кряжа. В своде антиклинали обнажаются песчаники, аргиллиты, маломощные пласты известняков и углей, на крыльях - мощные пачки софийских и чегарникских песчаников, в Никитовском рудном поле вмещающих тела богатых ртутных руд. Как в сводовой части, так и на крыльях развиты многочисленные продольные и поперечные разрывные нарушения.

По данным И.Р.Белоуса (1969), вдоль нарушений в пределах участка наблюдаются явления эпигенетической минерализации пород, главным образом окварцевание и аргиллизация (диккитизация). Оруденение прослеживается в тектонической зоне юго-западного простирания (255^0), падающей к северо-западу под углом от 65^0 до вертикального. Зона мощностью до 4 м состоит из серии рудных жил до 15 см мощностью, между которыми вмещающие породы также более или менее интенсивно оруденели. Песчаники вокруг зоны заметно окварцованы, раздроблены, содержат рудную минерализацию.

В составе руды установлены антимонит, являющийся главным рудным минералом и слагающий на отдельных интервалах сплошные агрегаты, киноварь (незначительная примесь), кварц, диккит, серицит, гидрослюды. Намечаются обогащение зальбандов кварцем и концентрация антимонита в центральной части жил. Микроскопически выявлены две генерации антимонита - более ранняя, представленная шестоватыми или игольчатыми формами, часто образующими сплошные агрегаты, местами сдвойникованными или изогнутыми, и более поздняя, связанная с перекристаллизацией антимонита первой генерации и представленная тонкозернистыми агрегатами. Антимонит содержит существенные примеси свинца, ртути, меди. Кварц также двух генераций - дорудный, образующий изометричные формы с волнистым угасанием и кварц рудной стадии в виде мелкозернистых прожилков с гидрослюдами и диккитом. В зоне оруденения хорошо видны послерудные мелкие нарушения.

Веровское ртутно-сурьмяное рудопроявление исследовано на ограниченном участке выхода на поверхность, поэтому сведения о нем предварительны. Однако уже сейчас можно наметить некоторые выводы о геологических факторах, определяющих положение участка. Рудопроявление расположено в зоне регионального глубинного Осевого разлома, прослеженного вдоль Главной антиклинали Донбасса и контролирующего размещение месторождений Нагольного кряжа, Никитовского рудного поля, Дружковско-Константиновской антиклинали и, по-видимому, рудопроявлений Южной антиклинальной зоны Бахмутской котловины. В то же время участок находится на пересечении этим разломом зоны северо-восточных дислокаций,ограничивающих восточные борта Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловин (Донецко-Кадиевский разлом фундамента). Рудоконтролирующими, по имеющимся материалам, являются поперечные, северо-восточные нарушения подчиненных порядков; благоприятными для развития трещиноватости и концентрации антимонитового оруденения были мощные пласты песчаников. Вещественный состав руд Веровского рудопроявления ставит его в положение, промежуточное между полиметаллическими с сурьмой и ртутью рудами Нагольного кряжа и сурьмяно-ртутными рудами Никитовского рудного поля, причем Веровское оруденение - существенно сурьмяное. Такое же промежуточное положение между указанными рудными полями участок занимает и в пространственном отношении. Как месторождения и рудопроявления Нагольного кряжа и Никитовки, Веровское ха-

рактеризуется стадийностью формирования, хотя в связи, очевидно, с недостатком материалов и малой изученностью можно уверенно говорить лишь о двух стадиях гипогенного минералообразования.

Никитовское рудное поле

Первые сведения о месторождении ртути (Софиевском) в Донбассе изложены в работе А.В.Миненкова. Последующие статьи А.А.Ауэрбаха, В.И.Соколова и Л.И.Лутугина, Ф.Н.Чернышева, Е.С.Федорова и других геологов, имеют также описательный характер и в настоящее время представляют лишь историческую ценность. Более полное представление о состоянии изученности Никитовского месторождения перед революцией дает описание инженера А.А.Шепелева (1914). Из немногих работ, появившихся до Отечественной войны, важное значение имели работы Ф.И.Абрамова, С.Л.Данилова и Г.А.Крутова (1932), крупная монография Е.Е.Захарова и Н.И.Королева (1940), не потерявшая своего значения по сегодняшний день, и рукописная работа Е.И.Гореванова, содержащая тщательный анализ материалов рудничной геологии.

К послевоенному времени относится большинство опубликованных работ и рукописных отчетов, освещающих с различной степенью детальности вопросы геологии и рудоносности месторождений Никитовского рудного поля. Из них наиболее важными являются работы И.Л.Никольского (1959, 1962), Б.С.Панова (1957, 1963), А.П.Большакова (1963, 1965 и др.), А.П.Большакова и А.Г.Белан (1966), Г.М.Утехина и И.Р.Белоуса (1966), А.М.Добрянского (1965, 1967), А.Ф.Горового (1967, 1968), М.А.Карасика (1963, 1964), С.И.Кирикилицы (1968, 1969) и других геологов. Существующие представления о геологическом строении и рудоносности Никитовского рудного поля и основаны на этих работах.

Никитовское рудное поле расположено в северо-западной части Главной антиклинали, носящей название Горловской антиклинали. На геологической карте Донбасса Горловская антиклиналь длинным узким клином вдоль регионального Осевого разлома фундамента выступает на северо-запад в пределы его западной части, разделяя Бахмутскую и Кальмиус-Торецкую котловины, заполненные более молодыми отложениями перми и мезокайнозоя. Ориентировка оси Горловской антиклинали 290 - 300°, северное крыло в районе Никитовского рудного поля падает под углом 60-65°, южное под углом 65-70°. Шарнир антикли-

нали полого погружается к северо-западу и юго-востоку. Сводовая часть Горловской антиклинали осложнена дополнительной мелкой складчатостью в виде куполов и брахиантиклиналей размерами от 5 до 1,5 км по длинной оси и 1,5-0,5 км по короткой. Оси куполов и брахиантиклиналей ориентированы в субширотном направлении, образуя с осью Горловской антиклинали углы в 10-25^0 и размещаясь, таким образом, кулисообразно, со смещением к северу. В границах Никитовского рудного поля расположены купола (с юго-востока на северо-запад) Чегарникский, Софийский, Катушка, Черная Курганка, Черный Бугор; к первым двум пространственно приурочено известное Никитовское месторождение, к Катушкинскому - открытое в последние годы Новозаводское, к Черной Курганке - Чернокурганское.

В пределах рудного поля развиты разрывные нарушения - субширотные (продольные) крутопадающие надвиги с вертикальной амплитудой смещения до 200 м (Никитовский разлом и "Секущая", Артемовский и Южный) и диагональные, также типа надвигов или взбросов. Кроме того, главным образом в контурах куполов и брахиантиклиналей, развита трещиноватость пород. Отчетливо выделяются три типа относительно крупных трещин (Никольский, 1959): 1) продольные, веерообразно сходящиеся к ядру складок; 2) продольные, плоскости которых падают согласно с падением пород; 3) поперечные, ориантированные вкрест простирания пород.

Размеры этих трещин по простиранию - от единиц до десятков метров. Кроме них породы, в частности рудоносные песчаники, разбиты мелкой трещиноватостью, распределенной неравномерно и особенно густой вблизи крупных поперечных трещин.

Крупные продольные нарушения, входящие в систему регионального Осевого разлома и ограничивающие свод Горловской антиклинали с севера и юга, образуют две ветви - разлом "Секущая" на северном крыле и Осевой надвиг на южном. Особенностью строения Никитовского рудного поля является то обстоятельство, что купола и брахиантиклинали, осложняющие сводовую часть, располагаются между этими ветвями нарушений, не выходя за их пределы на крыльях антиклинали. Эта особенность привела некоторых исследователей рудного поля к представлению о том, что мелкие осложнения свода Горловской антиклинали в границах рудного поля образовались в результате блокирования между крупными разломами. Особенно четко такая точка зрения подтверждается строением участка Черный Бугор на северо-

западном фланге рудного поля, где свод антиклинали в разрезе имеет сундучную форму с седлом, зажатым между Восточным надвигом (отрезок разлома "Секущая") на севере и Осевым надвигом на юге (рис. II). Здесь показаны: I - глинистые сланцы, 2 - песчаники, 3 - известняки, 4 - софийские и чернокурганские песчаники, 5 - угли, 6 - разрывные нарушения, 7 - ртутное оруденение, 8 - буровые скважины.

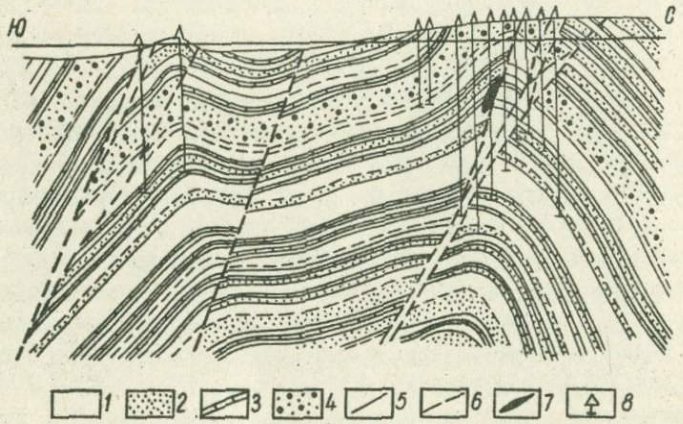


Рис. II. Геологический разрез участка Черный Бугор (по данным Горловской ГРЭ).

Никитовское рудное поле пространственно тяготеет к сводовой части Горловской антиклинали на протяжении около 10 км. Месторождения Никитовское, Железнянское, Чернокурганское, Новозаводское расположены в пределах брахиантиклинальных структур - куполов; кроме них, в пределах рудного поля известны и другие рудопроявления, в настоящее время не имеющие самостоятельного промышленного значения.

Богатые ртутные руды на месторождениях Никитовки сосредоточены в большинстве случаев в мощных пластах песчаников среднего карбона (свиты C_2^2 и C_2^3), участвующих в строении куполов и брахискладок и переслаивающихся со сланцеватыми аргиллитами; известняки

и угли имеют подчиненное значение. В пластах песчаников оруденение локализуется вдоль более или менее крупных разрывных нарушений - продольных, диагональных и поперечных трещин, а также вдоль зон мелкой трещиноватости, сопровождающих более крупные трещины или возникших в связи с деформацией пластов жестких песчаников при формировании куполообразных складок. Сочетание способствующих оруденению благоприятных литологических особенностей песчаников и сложной системы рудоносных трещинных структур обусловило многообразие и сложность морфологии рудных тел на месторождениях Никитовского рудного поля. Наиболее концентрированное оруденение приурочено к песчаникам в шарнире антиклинали в контурах куполов и к участкам пересечения пластов песчаников с разломом "Секущая" на северном крыле, представленном зоной брекчированных, перемятых пород до 20 м мощностью, падающей к ядру антиклинали (рис. I2 , где I - аргиллиты, 2 - песчаники, 3 - известняки, 4 - угли, 5 - разрывные нарушения, 6 - контуры рудных тел. Богатое оруденение обнаруживается также по крупным трещинам, особенно поперечным.

Главными типами рудных тел являются пластообразные или линзообразные залежи на крыльях куполов в пластах песчаников под экранами (по И.Л.Никольскому - рудные зоны) и жилообразные тела в поперечных или диагональных трещинах или зонах дробления и брекчирования. С.И.Кирикилица (I968) различает следующие формы рудных тел, подчиненные указанным двум основным типам:

I) Простые и сложные жилы вдоль поперечных и диагональных разрывов. Обычно приурочены к своду антиклинали и к замкам куполов, а также к крыльям последних, особенно южному. Характеризуются концентрированным оруденением.

2. Линзы и линзообразные тела, контролируемые поперечными, диагональными и продольными нарушениями.

3. Штокообразные тела и штокверки - изометричные формы, положение которых зависит от сложных структурных узлов, связанных с разломом "Секущая" и замковой частью антиклинали.

4. Пластообразные залежи в пластах рудоносных песчаников в шарнире и северном крыле антиклинали в контурах куполов.

5. Гнездообразные небольшие тела, подчиненные различным структурным ловушкам.

Принципиально ничем не отличается несколько более простая классификация А.П.Большакова, А.Г.Бэлана (I966) и других геологов.

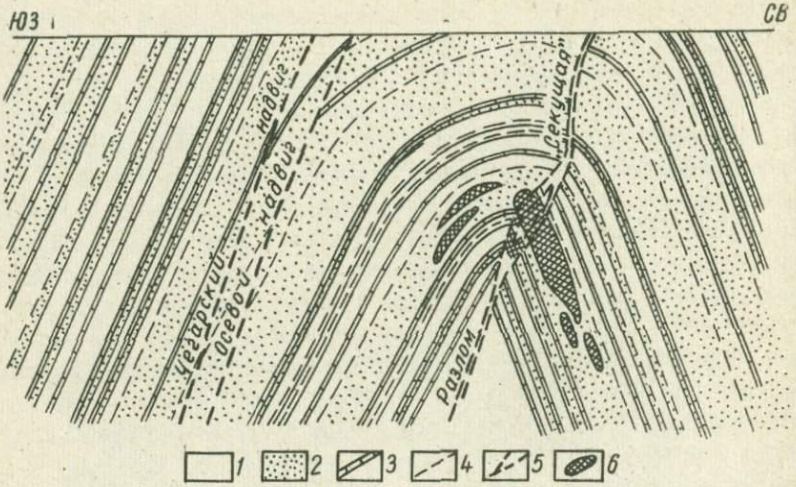


Рис. 12. Геологический разрез Софийского купола (по данным Горловской ГРЭ).

Наличие в разрезе каменноугольных отложений нескольких мощных горизонтов песчаников (чегарникские, софийские, чернокурганские) способствовало концентрации оруденения на нескольких уровнях. Разведочные работы в центральной части рудного поля подтвердили высказанное Е.Е.Захаровым и Н.И.Королевым (1940) предположение о многоярусности оруденения, вертикальный размах которого в настоящее время оценивается в 2000 м при глубине формирования от 3000 до 1000 м (Большаков, Кирикилица, Ольховский, 1969).

Вместе с тем необходимо отметить, что в пределах Никитовского рудного поля ртутное оруденение контролируется песчаниками далеко не всегда. Уже с открытием в 1944 г. Чернокурганского месторождения возникла необходимость в пересмотре сложившихся представлений об исключительной роли песчаников в локализации богатых руд. На Чернокурганском месторождении впервые было установлено, что при благоприятных структурных условиях богатые руды могут локализоваться независимо от состава пород в зонах рудовмещающих нарушений и системах мелких оперяющих трещин. В дальнейшем, по мере расширения

фронта поисково-разведочных работ, обнаружились и другие участки, на которых тектонический фактор имел в локализации оруденения решающее значение (месторождение Новозаводское, участок Чернобугорский и др.).

В процессе формирования рудных залежей Никитовского рудного поля наряду с отложением минералов в макро- и микропустотах - полостях трещин, пустотах брекчий, порах - происходил метасоматоз, замещение рудными и сопровождающими их минералами обломочного кварца и цемента песчаников. В связи с этим структурно-текстурные особенности руд месторождений Никитовского рудного поля весьма разнообразны: в пластообразных залежах в песчаниках преобладают текстуры замещения, а в жилообразных - заполнения пустот. Наиболее детальную классификацию текстур руд Никитовки предложил в 1965 г. А.П.Большаков (табл. II). Классификация А.П.Большакова хотя и не лишена недостатков, главным образом в связи с употреблением таких неудачных терминов, как "пятна", "полосы", "гнейсовидная" (текстура), но хорошо отражает разнообразие текстурных особенностей руд в зависимости от характера процесса рудоотложения.

Минеральный состав руд месторождений Никитовского рудного поля сравнительно прост. По данным Е.Е.Захарова и Н.И.Королева (1940), И.Л.Никольского (1959), А.П.Большакова (1965), Б.С.Панова (1957) и других исследователей, главными рудными минералами здесь являются киноварь, антимонит, арсенопирит, пирит, марказит; реже встречаются халькопирит, висмутин, галенит; А.П.Большаков (1965) указывает на редкие находки реальгара, линнеита (?), блеклой руды. Жильные минералы в рудах представлены кварцем, халцедоном, диккитом, гидросерицитом, мусковитом, карбонатами (сидероплезитом, анкеритом, кальцитом). Из гипергенных минералов распространены гидроокислы железа, псиломелан, встречаются каломель, самородная ртуть. В старых горных выработках часто встречаются продукты окисления руд в виде сульфатов - мелантерита, эпсомита, ярозита, гипса. По данным В.И.Виноградова (1963), Н.А.Озеровой, Н.Х.Айдиньян, В.И.Виноградова (1967), изотопный состав серы сульфидов никитовских руд (различных генераций киновари и антимонита) характеризуется "удивительным однообразием" и близостью к составу серы метеоритного троилита. Авторы статьи указывают, что "однородность и близость изотопного состава серы сульфидов рудного этапа

Никитовского рудного поля к составу серы метеоритного троилита хорошо согласуется с представлением о гидротермально-магматогенном

Таблица II

Генетическая классификация текстур руд Никитовского месторождения (по А.П.Большакову, 1965) (подчеркнуты широко распространенные типы текстур)

Группа текстур по размерам минерального агрегата	Форма минерального агрегата, определяющая морфологический тип текстур	Генетические группы текстур			
		Первичные		Вторичные	
		Заполнения пустот	Коррозионного замещения	Динамометаморфизма (дробления, смятия)	Выветривания (заполнения пустот)
Микротекстуры	Вкрапленная	Трещинно-вкрапленная	Вкрапленная		
	Прожилки	Прожилковая	Прожилковая		
Макротекстуры	Вкрапленная	Трещинно-вкрапленная	Вкрапленная	Гнейсовидно-вкрапленная	
	Прожилки	Прожилковая			Прожилковая, петельчатая
	Обломки	Брекчиевая		Брекчиевая	Брекчиевая
	Неопределенная	Массивная		Землистая	
	Пятна		Пятнистая		
	Полосы	Полосчатая		Гнейсовидно-полосчатая	
	Каймы		Кайм, кокардовая		Кокардовая
	Друзы	Друзовая			

происхождении сульфидной серы. На основании приведенных изотопных данных вряд ли можно говорить об участии в гидротермальном рудообразовании сульфидной серы вмещающих угленосных отложений" (стр. 88, 89).

Эпигенетическая, наложенная минерализация вмещающих пород за контурами рудных тел никитовских месторождений представлена теми же минералами и отличается лишь в количественном отношении. Поэто-

му согласно принятой обычно терминологии можно говорить о таких околорудных изменениях, как окварцевание, карбонатизация и аргиллитизация (диккитизация).

По данным Л.И.Колтуна и Н.Г.Головченко (1962), Н.Г.Головченко (1966), температура минералообразования, измеренная методом гомогенезации газово-жидких включений на образцах из руд Софийского и Чегарникского участков Никитовского месторождения, такова: безрудный кварц - 240-290°С, возможно, и выше; арсенопирит - 175-180°С, возможно, и выше; киноварь и антимонит - 120-150°С, возможно, несколько ниже.

Принципиально важный вопрос о стадийности процесса рудообразования на месторождениях Никитовского рудного поля решается исследователями однозначно. Е.Е.Захаров и Н.И.Королев (1940) выделили пять стадий минерализации в процессе формирования руд Никитовского месторождения: арсенопиритовую, кварцево-арсенопиритовую, стибнитовую и карбонатную, стибнито-киноварную, каолинито-стибнито-киноварную. И.Л.Никольский (1959) считает, что на протяжении длительного процесса минералообразования в Никитовском рудном поле активность и состав минерализующих растворов изменялись, в результате чего происходило "частичное растворение и перекристаллизация ранее возникших минералов и замещение их другими, более поздними образованиями" (стр. 68). По мнению этого исследователя, "более или менее отчетливо в процессе минерализации выделяется шесть стадий минерализации: 1) кварцево-арсенопиритовая, 2) киноварная, 3) стибнитовая и карбонатная (анкеритовая), 4) диккито-киноварная, 5 - киноварно-стибнитовая с диккитом и 6) пиритовая и, по-видимому, одновременно кальцитовая" (стр. 68).

М.А.Карасик (1963) на основании изучения литературных источников и опыта исследования минералогии и геохимии Никитовского рудного поля считает возможным выделить три последовательно локализовавшиеся основные минеральные ассоциации - кремнеземистую, каолинито-сульфидную и карбонатно-сульфидную.

С.И.Кирикилица (1968) различает шесть стадий гидротермального процесса минералообразования: арсенопиритовую, кварцево-арсенопиритовую, карбонатно-арсенопиритовую, киноварную, диккитовую и марказитовую. По данным А.Ф.Горового, ничем принципиально от описанной не отличается стадийность минералообразования на Новозаводском месторождении. По мнению А.П.Большакова (1965), на Никитов-

ском месторождении нет таких текстур руд, в которых агрегаты рудообразующих минералов пересекаются или цементируют один другой. Вместе с тем А.П.Большаков указывает на определенную последовательность образования минералов (кварц, пирит, карбонаты, диккит, арсенопирит, киноварь, антимонит) и на наличие характерных "морфоминеральных" ассоциаций. В начале рудообразовательного процесса, по данным А.П.Большакова, возникла микровкрапленная пирито-диккито-карбонатно-кварцевая ассоциация в песчаниках, затем микровкрапленно-прожилковая диккито-сульфидная (главная в рудообразовательном процессе) и, наконец, друзовая диккито-сульфидная ассоциация.

По-видимому, отражением прерывистого, стадийного процесса рудообразования является различие в минеральном составе главных структурно-морфологических типов тел богатых руд Никитовского месторождения, по А.П.Большакову и О.Г.Белану (1966), - поперечных, продольных жил и пластообразных залежей. По данным этих авторов, поперечные жилы (вернее жилообразные тела - В.С.), контролирующиеся поперечными и диагональными по отношению к оси складчатой структуры трещинами в шарнире и на крыльях, характеризуются антимонито-киноварными рудами, образовавшимися в результате заполнения пустот. Продольные жилы, связанные с апофизами разлома "Секущая" в его висячем боку на северном крыле антиклинали, содержат пирито-антимонито-киноварное оруденение, возникшее как путем заполнения пустот, так и в результате замещения киноварью кварца песчаников. Наконец, пластообразные залежи, связанные с трещиноватостью песчаников и наличием экранов внутри пластов в шарнире антиклинали, характеризуются пирито-киноварными, преимущественно метасоматическими рудами.

Таким образом, данные упомянутых исследователей и многочисленные наблюдения других геологов несомненно свидетельствуют о прерывистом, стадийном процессе рудообразования на месторождениях Никитовского рудного поля, хотя отдельные стадии выявились в неодинаковой степени. По-видимому, наиболее четко в границах Никитовского рудного поля выражены кварцево-арсенопиритовая, карбонатно-сульфидная и диккито-сульфидная стадии, перечисленные в порядке последовательности проявления. Указанные стадии не ограничиваются строгими типоморфными ассоциациями, каждая из них содержит некоторое количество минералов, типичных для других стадий. Кроме того, полнота проявлений минерализаций (всех трех или от-

дельно взятых стадий) неравнозначна для разных месторождений Никитовского рудного поля.

С различной степенью проявления стадий минерализации, характеризующихся типичным парагенезисом, связана определенная зональность оруденения Никитовского рудного поля, наиболее полно охарактеризованная Г.М.Утехиным и И.Р.Белоусом (1966). По данным Г.М.Утехина и И.Р.Белоуса, по рудоносному разлому "Секущая", проходящему вдоль всего рудного поля с юго-востока на северо-запад, "мы встречаем сначала киноварную минерализацию (Железнянка, Чегарникский купол), которая сменяется антимонито-киноварной (полукупол Новый и юго-восточный фланг Софийского месторождения), а затем арсенопиритовой минерализацией с наложенной и совмещенной с ней в пространстве антимонито-киноварной минерализацией (Софийский купол). Далее арсенопиритовая минерализация снова сменяется антимонито-киноварной (купол Катушка), затем - киноварной (Чернокурганский купол)" (Утехин и Белоус, 1966, стр. 668). Зональность по рудоносной структуре "Секущая" прослеживается и по вертикали, выражаясь в возрастании с глубиной роли сурьмы и появлении на глубоких горизонтах свинца и цинка (полукупол Новый, 350-500 м). Авторы статьи полагают, что именно со стадийным формированием месторождения связана зональность, при которой "парагенезисы более поздних стадий наращивают фланги месторождения, следуя за фронтом трещин, вновь образующихся, а также приоткрывающихся в результате межстадийного дробления" (стр. 668). Таким образом, зональность является пульсационной, хотя отношения ртути и сурьмы связаны, очевидно, и с зональностью отложения. К сожалению, неясны взаимоотношения сурьмяно-ртутной и свинцово-цинковой минерализации.

Как показывают исследования И.Р.Белоуса, мышьяковая минерализация, по общему мнению наиболее ранняя, приурочена к Софийскому куполу, где в софийских песчаниках содержатся линзообразные скопления арсенопирита размером до 7-8 х 0,4-0,5 м. Максимум содержания ртути приходится также на Софийский купол; максимум содержания сурьмы - западнее, в районе купола Катушка, где киноварную минерализацию обнаружили 69% всех пробуренных скважин, а антимонитовую - 56%. Отметим, что частота нахождения сурьмяно-ртутного оруденения со стороны висячего (южного) бока "Секущей значительно больше, чем со стороны лежачего (северного) бока.

Многие исследователи ртутных месторождений Никитовского рудного поля подчеркивают особую роль в локализации оруденения мощных пластов песчаников среднего карбона (свита $C_2^2 - C_2^3$), носящих название софийских и чегарникских. Эти песчаники, преимущественно кварцевые на глинисто-гидрослюдистом цементе, содержат основные запасы руды месторождений Никитовского рудного поля, именно к ним в большинстве случаев приурочены залежи богатых руд, как жилоподобные - при пересечении песчаников зонами нарушений или отдельными трещинами, так и пластообразные - при развитии оруденения вдоль пластов песчаников.

Причины рудоконтролирующей роли песчаников софийского и чегарникского горизонтов оцениваются различно. Анализ данных о составе этих песчаников и особенностях их минерализации свидетельствует о следующем.

В подавляющем большинстве случаев богатое оруденение в песчаниках сосредоточено там, где развита густая сеть мелкой трещиноватости - в шарнирах второстепенных складок (куполов) и вдоль нарушений, как продольных ("Секущая"), так поперечных и диагональных.

В нарушенных песчаниках развивается и вкрапленное оруденение, связанное с явлениями рудного метасоматоза и с заполнением пор. Этот тип оруденения имеет подчиненное значение по масштабу и степени концентрации, хотя его роль, по данным И.Л.Никольского (1959), возрастает с глубиной.

Первичная пористость песчаников играет в локализации оруденения подчиненную роль, поскольку основной ртутной рудной стадии минерализации предшествовала кварцево-арсенопиритовая. Окварцевание (регенерация и замещение цемента) несомненно вело к уменьшению первичной пористости песчаников. Вполне вероятно, что аргиллизация (диккитизация) рудоносных песчаников, совпадающая по времени с выделением основного количества киновари, сопровождалась увеличением пористости вследствие выщелачивания (растворения) кварца, как кластогенного, так и эпигенетического ранней стадии минерализации. Увеличение пористости вследствие алунитизации рудовмещающих пород обнаружил Ю.М.Коптюх на Береговском месторождении в Закарпатском внутреннем прогибе (Науменко, Коптюх, 1968).

Весьма важное значение для локализации богатого оруденения в песчаниках имели маломощные прослои или линзы пород углисто-гли-

нистого состава. Пластичный углисто-глинистый материал этих прослоев или линз несомненно играл решающую роль при образовании "ведущих" продольных трещин, независимо от их происхождения, являвшихся экранами при формировании пластообразных залежей богатых руд в песчаниках.

Таким образом, концентрация богатого оруденения в мощных пластах софийских и чегарникских песчаников очевидно связана с причинами, не имеющими регионального значения. Исключительно благоприятную обстановку для формирования залежей богатых руд в песчаниках создало сочетание обстоятельств, характерных для Никитовского рудного поля, а именно: 1) залегание мощных пластов песчаников в ядрах и приэамковых частях крыльев локальных, брахиантиклинальных и куполовидных структур, с формированием которых была связана интенсивная деформация пород; 2) хрупкость песчаников, - сравнительная бедность цементом, относительно мономинеральный состав обломочного материала, представленного кварцем, процесс дорудного окварцевания - способствовала развитию сложной мелкой трещиноватости и делала песчаники хорошо проницаемыми для поступающих в них рудоносных растворов и облегчала как отложение рудных и сопутствующих минералов, так и явления замещения; 3) наличие скоплений в песчаниках углисто-глинистого вещества в виде линз и тонких прослоев, которое, попадая в плоскости продольных трещин и подвергаясь деформации типа течения, создавало экраны, под которыми интенсивно отлагались минералы рудной ассоциации; 4) химизм рудоносных растворов, активно взаимодействующих с породообразующими минералами песчаников; 5) стадийность процесса рудной минерализации, окварцевание, предшествующее основной рудной стадии, диккитизация, сопровождающая эту стадию и ведущая к увеличению пористости.

Отношение сурьмяно-ртутного оруденения Никитовского рудного поля к магматическим комплексам Донецкого бассейна, или связь ртутного оруденения с магматизмом, не установлена. Проявления мезозойской (?) магматической деятельности в виде выходов даек лампрофиров миусского комплекса известны в 60 км к востоку от Никитовки, у с. Новопавловки в западной части Нагольного кряжа. Приблизительно на таком же расстоянии к югу и юго-западу находятся пластовые залежи изверженных пород габбро-монцонито-сиенитового и андезито-трахиандезитового комплексов. Несколько ближе, к северо-западу

(35-40 км), располагается Бантышевская солянокупольная структура, где буровыми работами обнаружена изверженная порода альбитового состава, возраст которой, установленный калийаргоновым методом, равен 290 млн. лет. (Гладышевская и др., 1965). Таким образом, как и для подавляющего большинства ртутных месторождений, для Никитовского рудного поля никаких признаков прямой связи с изверженными породами установить не удается. Примечательно лишь то обстоятельство, что лампрофиры с.Новопавловки и альбититы района ст. Бантышево расположены в зоне регионального глубинного Осевого разлома, с которым связано и оруденение Никитовского рудного поля, Веровского участка, Нагольного кряжа.

Относительно возраста сурьмяно-ртутного оруденения Никитовского рудного поля существуют различные точки зрения.

Впервые этот вопрос с учетом истории формирования складчатой системы Донецкого бассейна был подвергнут обстоятельному обсуждению в работе Е.Е.Захарова и Н.И.Королева (1940). Основываясь на материалах П.И.Степанова, А.П.Ротая и других исследователей геологического строения Донбасса, эти авторы акцентируют внимание на завершающих фазах герцинского орогенеза (заальской и пфальцской), с которыми связано возникновение складчатой структуры бассейна и образование разрывных нарушений, в частности продольных, в их числе - "Секущей", являющейся, по мнению Е.Е.Захарова и Н.И.Королева, главным рудоконтролирующим структурным элементом Никитовского месторождения, в то время единственного известного в пределах Горловской антиклинали. Рудоотложение по времени совпало с повторным открытием уже существовавших структур, поэтому Е.Е.Захаров и Н.И.Королев относят время образования Никитовского месторождения условно ко второй из проходивших в Донбассе герцинских орогенических фаз - пфальцской, не исключая вероятности более молодого возраста в связи с активными тектоническими движениями - киммерийскими и, особенно, альпийскими.

И.Л.Никольский в монографии 1959 г. и других работах также подходит к решению вопроса о возрасте сурьмяно-ртутного оруденения Центрального района Донбасса (Никитовского рудного поля), опираясь на анализ истории формирования структурных элементов. И.Л.Никольский рассуждает исходя из того положения, что Главная антиклиналь и другие крупные элементы структуры Донбасса, пликативные и разрывные (в частности Главный и Осевой надвиги), образовались в

конце палеозоя - начале мезозоя, а брахиантиклинали-купола и наиболее развитые системы рудовмещающих трещин - после образования основной складчатости, когда большая часть палеозойских отложений в области антиклиналей была уничтожена эрозией. Поскольку после палеозоя наиболее значительные орогенические движения в Донбассе прошли на рубеже позднего мела и палеогена(ларамийская фаза), "логически вытекает предположение о связи описанных куполов с ларамийской фазой орогенического процесса" (Никольский, 1959; стр.71). Естественно, что ларамийский возраст должны иметь и руды Никитовского месторождения, локализующиеся в брахиантиклиналях или куполах в генетически связанных с ними трещинных структурах.

Иной точки зрения придерживаются С.И.Кирикилица (1968),И.Р.Белоус и др. (1967) и некоторые другие геологи, считающие, что сурьмяно-ртутное оруденение Донецкого бассейна имеет герцинский возраст. Основным аргументом является то, что ртутная минерализация в Донбассе нигде не была обнаружена в породах моложе верхнепермских, даже в районе Славянского купола, где оруденение, по мнению этих авторов, не поднимается выше дроновской свиты верхней перми, перекрытой серебрянской свитой нижнего триаса.

Соображения о возрасте оруденения месторождений Никитовского рудного поля, основанные на анализе развития его структуры, необходимо дополнить определения возраста, полученными в Институте геологических наук АН УССР (Кузнецова, Скаржинский, 1966). Определения выполнены Б.Б.Зайдис калий-аргоновым методом по мусковиту из рудоносной зоны Софийского купола. Мусковит входит в состав дорудной, относительно высокотемпературной, минеральной ассоциации (натриево-калиевый полевой шпат,кварц,турмалин,глаукофан,анатаз) ,образование которой предшествовало оруденению,представленному в этой зоне пиритом, арсенопиритом, антимонитом и киноварью в сопровождении анкерита и каолинита (диккита). Результат определения возраста дорудного мусковита - 200 млн.лет - указывает на ранний триас как нижнюю возрастную границу сурьмяно-ртутного оруденения Никитовского месторождения.

По-видимому, можно ограничиться изложенными представлениями о возрасте сурьмяно-ртутных руд Никитовского рудного поля. Имеющиеся в литературе высказывания о возрасте этих руд повторяют упомянутые варианты - герцинский или послегерцинский - без дополнительной аргументации.

Таким образом, к настоящему времени все еще нет фактических данных, позволяющих решать вопрос о возрасте сурьмяно-ртутного оруденения Никитовского рудного поля с достаточной точностью. Более или менее уверенно можно лишь утверждать, что нижним возрастным пределом рудообразования является ранний триас, что соответствует позднеорогенной стадии развития Донецкого бассейна, связанной с пфальцской фазой герцинского орогенеза.

Ртутное оруденение Дружковско-Константиновской антиклинали

Дружковско-Константиновская антиклиналь как самостоятельная структура Донбасса впервые описана в 1897 г. Н.Н.Яковлевым, а детально охарактеризована при картировании и поисковых работах в пос левоенные годы М.Л.Левенштейном, Ж.И.Чубинидзе, В.Ф.Череповским и Н.А.Лейе. Сведения о строении и рудоносности этой структуры имеются в печатных работах (Левенштейн, Соколов, 1963; Белоус, Добрянский, Ольховский, Руденко, Кирикилица, 1967; Ольховский, Оболонцев, Величко, 1967; Кузнецова, 1966; Левенштейн, Белоус, Кирикилица, 1969 и др.).

Дружковско-Константиновская антиклиналь (рис. 13; здесь показаны: 1 - маркирующие горизонты известняков, 2 - разрывные нарушения, 3 - ртутное оруденение) расположена в северо-западной части Донбасса. Являясь, по мнению большинства исследователей бассейна, естественным продолжением Главной антиклинали в области перехода от крупных линейных складок открытого Донбасса к брахискладкам и куполам Днепровско-Донецкой впадины, Дружковско-Константиновская антиклиналь, наряду с Горловской, разделяет два крупных тектонических района западной части бассейна, Бахмутскую котловину на севере и Кальмиус-Торецкую - на юге. Как уже упоминалось, характерной особенностью структурного плана этой части Донбасса является кулисообразное смещение к северу структурных элементов, в первую очередь Дружковско-Константиновской антиклинали, по отношению к Горловской антиклинали.

Протяженность Дружковско-Константиновской антиклинали около 40 км, ширина 6-8 км, ось ее ориентирована на СЗ 310 - 320°. Шарнир полого погружается к СЗ (2-4°) и более круто к ЮВ (8-10°). Юго-восточная периклиналь Дружковско-Константиновской и северо-западная периклиналь Горловской антиклиналей на участке сопряже-

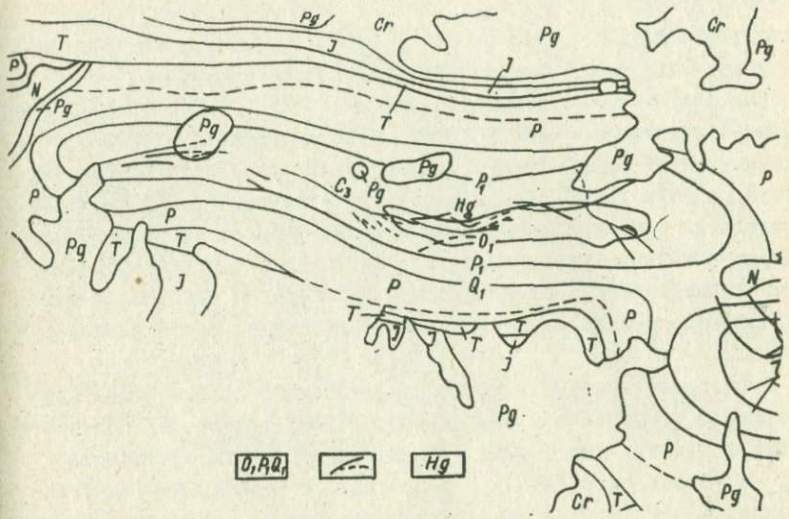


Рис. 13. Схематическая геологическая карта Дружковско-Константиновской антиклинали (по Н.Я.Ольховскому).

ния переходят в седловидную синклинальную складку с крутыми (до 60^0) северным и южным крыльями и почти плоской донной частью.

Дружковско-Константиновская антиклиналь асимметрична - северное крыло погружается под углом $25-40^0$, южное - под углом $50-60^0$. В ядре антиклинали обнажаются отложения верхнего карбона (свиты $C_3^I - C_3^3$), буровыми скважинами вскрыты верхние свиты среднего карбона ($C_2^7 - C_2^5$). Суммарная мощность вскрытых свит карбона около 3100 м. Литологически каменноугольные отложения представлены чередованием аргиллитов, алевролитов, песчаников, содержащих маломощные пласты известняков и углей. Аргиллиты и алевролиты слагают около 60-70, песчаники - около 35, известняки и угли около 2-3% общей мощности вскрытого карбона. На крыльях антиклинали каменноугольные отложения перекрываются пермскими и мезозойскими.

Свод Дружковско-Константиновской антиклинали, ось которой

заметно ундулирует с образованием незначительных брахиструктур, осложнен системой продольных разрывных нарушений, падающих к СВ под углом 25-40° и образующих сложный Константиновский надвиг, с амплитудой смещения от 80 до 200 - 300 м. Надвинуто на свод антиклинали в юго-западном направлении северо-восточное крыло.

Под системой нарушений Константиновского надвига в ядре антиклинали буровыми работами вскрыты многочисленные крутопадающие разрывные нарушения, образующие зону повышенной трещиноватости, ориентированную вдоль осевой плоскости антиклинали. По-видимому, и продольная зона трещиноватости и более поздние элементы Константиновского надвига тесно связаны с региональной зоной разломов, протягивающейся вдоль свода Главной антиклинали Донбасса и далее к северо-западу и отражающей в осадочной толще Осевой разлом фундамента.

Ртутное оруденение в пределах Дружковско-Константиновской антиклинали приурочено к зоне крутопадающих трещин под Константиновским надвигом, тяготеющих к осевой поверхности антиклинали (рис. 14); здесь показаны: 1 - аргиллиты, 2 - песчаники, 3 - известняки, 4 - угли; 5 - разрывные нарушения, 6 - контуры ртутного оруденения, 7 - буровые скважины. Рудные минералы образуют налеты, корочки, примазки, мелкие гнезда, прожилки по трещинам пород; только в западной части площади скважинами обнаружено вкрапленное и прожилковое оруденение в мелкозернистых песчаниках. По отдельным скважинам рудная минерализация прослежена до глубины около 1500 м. Площадь оруденения в настоящее время не оконтурена, имеющиеся по данным бурения параметры свидетельствуют о промышленном масштабе месторождения.

По данным М.Л.Левенштейна, И.Р.Белоуса и С.И.Кирикилицы (1969), четко выделяются две стадии рудной минерализации - собственно рудная, в течение которой отлагались киноварь и сопровождающие ее антимонит (в резко подчиненном количестве), диккит, карбонаты, битумы, и послерудная, которую характеризуют каолинит, диккит, карбонаты. Вероятно, была и дорудная стадия карбонатизации. Кроме этих минералов, образующих достаточно выдержанные ассоциации, в рудах имеется несколько генераций пирита, марказит, встречены галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит, самородная ртуть, а в северо-западной части антиклинали появляется реальгар. В целом, в отличие от Никитовского рудного поля, где весьма

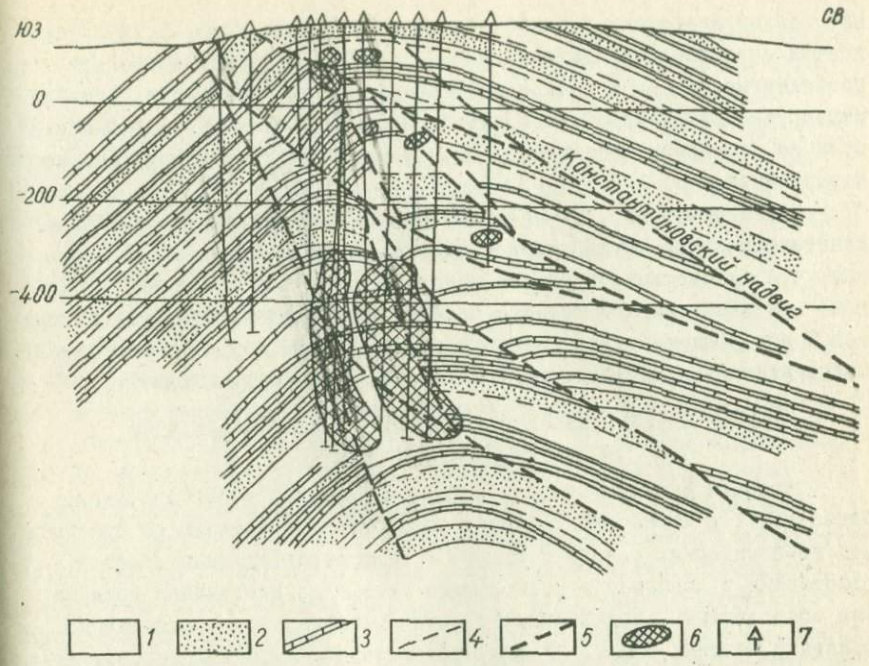


Рис. 14. Геологический разрез Дружковско-Константиновского участка (по данным Горловской ГРЭ).

интенсивно развиты явления окварцевания и диккитизации (аргиллизации), для Дружковско-константиновской антиклинали характерна карбонатизация. Подмечено, что в песчаниках развивается кальцит, в аргиллитах и алевролитах - сидерит и анкерит.

Относительно времени образования ртутного оруденения Дружковско-Константиновской антиклинали конкретных данных нет. По-видимому, оно одновозрастно с оруденением Никитовского рудного поля.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные о Дружковско-Константиновской антиклинали указывают на следующие особенности ртутного оруденения: 1) рудоносные структуры расположены в зоне нарушений осадочной толщи, связанной с региональным глубинным Осевым разломом фундамента; 2) оруденение контролируется крутопадающими трещинными структурами, ориентированными вдоль осевой плоскости антиклинали и, вероятно, экранируется системой нарушений Константиновского надвига. Литологические особенности вмещаю-

щей толщи имеют подчиненное значение; 3) минерализация характеризуется стадийностью. Минеральный состав оруденения свидетельствует, по-видимому, о более низкой температуре формирования руд, чем на месторождениях Никитовского рудного поля. Далее на северо-запад, судя по появлению реальгара, вскрыты еще более высокие уровни минерализации.

Нужно отметить, что изучение рудной минерализации Дружковско-Константиновской антиклинали - весьма сложная задача в связи с тем, что рудоносные структуры являются закрытыми "слепыми", залегают на значительной глубине под надвигом. Поэтому сведения, имеющиеся в распоряжении геологов в настоящее время, недостаточны и дают представление о строении месторождения в первом приближении.

Рудопроявления Северной антиклинали и северной зоны мелких складок и надвигов

Сведения о геологическом строении северной части Донецкого бассейна, в частности Северной антиклинали, основаны на материалах геологических съемок Геолкома и геологоразведочных трестов, работавших в Донбассе в последующие годы и до настоящего времени. Эти исследования, подчиненные поискам угольных месторождений и разведке шахтных полей, не отличались комплексностью, поэтому отрывочные данные о металлоносности территории появились только начиная с 50-х годов. В шестидесятых годах были обнаружены первичные и вторичные ореолы распространения рудной минерализации и изучались коренные рудопроявления свинца, цинка, меди, ртути. Наиболее полные данные о металлоносности Северной антиклинали имеются в работах В.А.Жулида (1966 и др.).

Северная антиклиналь (или Колпаковско-Замчаловская, по В.С.Попову, 1963) - одна из крупнейших складок Донбасса. Она расположена севернее Главной антиклинали, протягиваясь параллельно ей от восточного борта Бахмутской котловины до меридиана г.Каменска, приблизительно на 170 км. Антиклиналь представляет собой сложно построенную структуру, северное крыло которой со средними углами падения около 30^0 осложнено дополнительными складками и входит в северную зону мелких складок и надвигов, а южное, относительно более простое, моноклинально погружается под углом $40-60^0$, образуя северные крылья Боково-Хрустальненской и Должанско-Садкинской котловин, слагающих Главную синклиналь Донбасса. Ось Северной антиклинали в плане на

отдельных интервалах меняет простирание и смещается, воздымается или погружается, ундулирует, что весьма усложнило ее как единую структуру и обусловило разделение на отдельные антиклинальные складки второго порядка. Особенно сложно построена западная часть Северной антиклинали, ее периклинальное окончание, ось которого отклоняется к юго-западу и под острым углом сочленяется с Чернухинской антиклиналью, имеющей отчетливое юго-западное простирание. В ядре Северной антиклинали на участках воздымания оси выходят на поверхность нижние горизонты среднего карбона - свита C_2^I, а местами, в ядрах брахиантиклинальных поднятий, и верхняя свита нижнекаменноугольных отложений - C_I^5. Наиболее древние отложения в замке Северной антиклинали обнажаются севернее Нагольного кряжа, в общем подчеркивая ориентировку Ровеньковского поднятия.

Северная антиклиналь весьма осложнена разрывными нарушениями. На северном крыле, где есть множество складок подчиненных порядков, развиты многочисленные нарушения - надвиги различных размеров, имеющие в подавляющем большинстве субширотную ориентировку. Только на западе простирание разрывных нарушений северного крыла меняется на юго-западное, отражая этим влияние восточного борта Бахмутской котловины (Селезневский, Чернухинский и др. надвиги). На южном крыле резко преобладают субмеридиональные крутопадающие нарушения - сбросы, пересекающие смежную к югу Главную синклиналь бассейна и выходящие на северное крыло Главной антиклинали. Особенно много субмеридиональных нарушений находится севернее Нагольного кряжа, в пределах поперечного Ровеньковского поднятия, разделяющего Главную синклиналь на Боково-Хрустальненскую к западу от него и Должанскую к востоку.

Уместно здесь вспомнить, что по мнению П.И.Степанова (1941), структуры подчиненных порядков, многие разрывные нарушения и поперечное Ровеньковское поднятие (вал - по П.И.Степанову) возникли в постгерцинское время, после формирования крупных, сравнительно простых линейных структур Донбасса. Широкое развитие молодых структурных форм, как наследовавших герцинские, так и наложенных в ином плане отмечают также В.С.Попов (1963, 1964) и другие исследователи. Различие в строении крыльев Северной антиклинали послужило поводом для предположения о существовании в этом районе тектонических блоков фундамента, разделенных субширотным разломом под сводом Северной антиклинали (Скаржинский, 1968). Это предпо-

ложение, как отмечено выше, подтвердилось глубинным сейсмическим зондированием, выполненным в 1968 г.

Съемочные и поисково-разведочные работы в пределах Северной антиклинали до последнего времени были специализированы на уголь. В связи с тем, что сводовая часть этой крупной структуры сложена породами, залегающими стратиграфически ниже угленосной части разреза, подавляющее большинство скважин сосредоточено на крыльях антиклинали, где расположены и действующие шахты. Все это, наряду с недостаточной обнаженностью, затрудняет исследование явлений эпигенетической минерализации, в частности рудной. Оно основывается поэтому на картировании и ревизии случайных выработок, пройденных с различными целями. Сказанное позволяет охарактеризовать рудную минерализацию Северной антиклинали только в общих чертах и квалифицировать выводы, изложенные в настоящей работе, как предварительные.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что рудная минерализация в пределах Северной антиклинали имеет широкое площадное распространение. Наряду с этим несомненно наличие отдельных участков концентрации оруденения, положение которых контролируется складчатыми и разрывными структурами подчиненных порядков, развитых главным образом в замке антиклинали и призамковых частях крыльев.

В настоящее время можно с уверенностью говорить о рудной минерализации трещинного типа, относя сюда жилы, линейные минерализованные зоны трещиноватости, брекчирования, рассланцевания, приуроченные к мелким трещинам или зонам трещин, связанных с более крупными разрывными нарушениями (рис. 15); здесь: 1 - известняки, 2 - песчаники, 3 - сланцы, 4 - разрывные нарушения, 5 - зоны смятия, 6 - интервалы со ртутной минерализацией, 7 - буровые скважины. В.А.Жулид на основании детального изучения минералогии жильных проявлений Северной антиклинали различает пять разновидностей жил:

1. Кварцевые безрудные жилы, пространственно совмещенные с участками интенсивного площадного окварцевания песчаников, реже известняков.

2. Сульфидные жилы и прожилки, сложенные в основном пиритом и арсенопиритом, сопровождаемые обильной пиритизацией вмещающих пород.

3. Кварцево-хлоритовые жилы, на некоторых участках преобладающие, содержащие до нескольких процентов галенита, сфалерита, халькопирита.

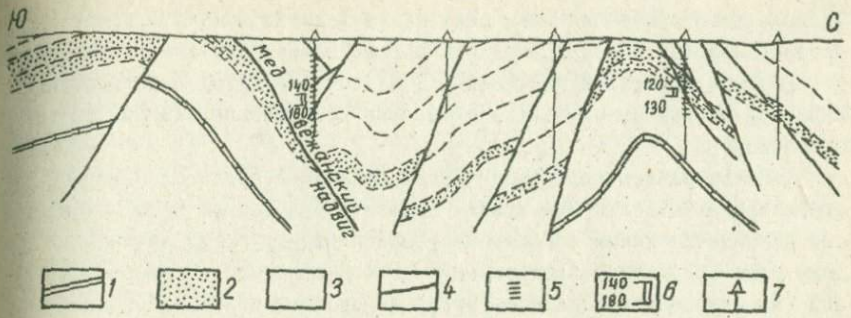


Рис. 15. Геологический разрез Медвеханского участка (по Л.С.Алексееву и В.А.Жулиду).

4. Кварцево-анкеритовые жилы, весьма распространенные не только в сводовой части антиклинали, где они преобладают, но и на ее крыльях. Второстепенными в количественном отношении в этих жилах являются хлорит, барит, диккит; рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом.

5. Силикатные жилы, сложенные донбасситом (Лазаренко, 1940), алевардитом и другими минералами из группы гидрослюд и каолинита с примесью кварца, анкерита. Рудные минералы этих жил представлены сфалеритом, галенитом, халькопиритом, киноварью, зигенитом. В последнее время в составе жил этого типа В.А.Жулид обнаружил литий, связанный, по предварительным данным, с минералом из группы хлоритов - кукеитом. Кроме указанных минералов в тяжелой фракции шлихов на отдельных участках Северной антиклинали обнаружены золото, антимонит, пирротин, висмутин, куприт, сидерит, родохрозит, церуссит, смитсонит, малахит, целестин, ксенотим, апатит, ванадинит.

Наряду с минерализацией жильного типа в пределах Северной антиклинали установлены эпигенетические изменения пород, имеющие как площадное развитие, так и локализующиеся вдоль жил или разрывных нарушений. Площадные изменения пород характеризуются окварцеванием, пиритизацией и аргиллизацией. В пирите из зон пиритизации установлено повышенное содержание меди, цинка, свинца, мышьяка, сурьмы, серебра, ртути, золота.

Околожильные изменения вмещающих пород заметны обычно в маломощных призальбандовых зонах и выражены аргиллизацией песчано-глинистых пород, анкеритизацией песчаников и известняков и их окварцеванием. Характер околожильных изменений весьма существенно зависит от состава жил.

Анализ размещения рудной минерализации в пределах Северной антиклинали позволил В.А.Жулиду выделить рудоносные зоны, насыщенные рудопроявлениями и контролирующиеся структурными элементами. Зоны имеют различную ориентировку от юго-западной - северо-восточной (Краснопольско-Веровская зона) до субмеридиональной (Щетовско-Есауловская, Медвеженско-Тарасовская).

О возрасте оруденения Северной антиклинали при современном состоянии изученности судить трудно. Наиболее молодыми вмещающими породами являются отложения среднего, а на западной периклинали - верхнего карбона, выходящие под покров четвертичных образований. Время формирования структур подчиненных порядков, с которыми связана рудная минерализация, при отсутствии послекаменноугольных отложений определить весьма трудно, хотя севернее и северо-западнее достоверно установлены проявления киммерийских (донецких) и альпийских движений. Прямым указанием на время образования гидротермальной минерализации этого района является определение абсолютного возраста образцов В.А.Жулида калий-аргоновым методом, выполненные в отделе абсолютной геохронологии ИГФМ АН УССР Ф.И.Котловской и любезно предложенные В.А.Жулидом автору. Время образования серицита из интенсивно измененной, минерализованной зоны дробления песчаников, расположенной севернее Медвеженского ртутно-полиметаллического рудопроявления, равно 115 ± 5 млн.лет (К - 3,55%, Ar^{40} - 0,302 г/г·10^{-7}). Тонкодисперсный жильный минерал из группы гидрослюд, отобранных из хрусталеносной жеоды в кварцевой жиле южнее г.Краснодона, имеет возраст 250-260 млн.лет (К - 2,75%, Ar^{40} - 0,497 г/г·10^{-7}). Как видно, вторая дата в общем соответствует раннеорогенной стадии развития бассейна (заальской фазе). Первая приходится на поздний мел, т.е. на время альпийской активизации тектонического режима платформы, в связи с чем уместно напомнить о проявлении в том же Краснодонском районе базальтового магматизма возрастом в 80 млн.лет (Жулид, Куковский, Скаржинский, Ткачук, 1967).

В северной зоне мелких складок и надвигов, на юге граничащей

с Северной антиклиналью, а на севере с южной платформенной частью Воронежского массива, развиты угленосные отложения среднего и, в меньшем объеме, верхнего карбона, перекрытые в северной части зоны верхнемеловыми и третичными образованиями. Поводом для выделения этой зоны в качестве особого структурного элемента послужило, как следует из ее названия, согласно тектонической схеме В.С.Попова (1963), широкое развитие небольших субширотных складок, осложненных многочисленными надвигами различного масштаба. Эти надвиги тяготеют преимущественно к двум крупнейшим надвигам бассейна - Алмазно-Марьевскому и Северодонецкому, связанным, очевидно, с Северодонецким разломом фундамента. Характерной и весьма важной особенностью этой зоны являются признаки интенсивных послегерцинских тектонических движений - киммерийских и альпийских; образовавшиеся структуры бывают унаследованные и наложенные.

По имеющимся данным (Ткач, 1963; Антонов, Ткач, Штанченко, 1968; Штанченко, Сиденко, 1968; Сиденко, 1968 и др.), эпигенетическая минерализация в этой зоне контролируется зонами надвигов, как крупных (Алмазный надвиг), так и подчиненных. По составу минерализация близка к жильным проявлениям Северной антиклинали (кварц, кальцит, пирит, иногда барит). В некоторых случаях с карбонатно-диккитовой минерализацией связано повышенное содержание ртути. По данным Б.И.Ткача (1963), благоприятные условия для концентрации ртути создались на участках сочетания разрывных нарушений и куполообразных структур (Томашевский купол). Однако нужно иметь в виду, что сведения о минерализации тектонических нарушений на площадях, перекрытых молодыми отложениями, отрывочны и скудны.

Изложенные выше сведения о рудной минерализации Северной антиклинали, хотя и являются, как видим, недостаточными для однозначных выводов, позволяют сделать некоторые предварительные обобщения.

I. В региональном масштабе намечается явная приуроченность оруденения к сводовой части антиклинали, осложненной разрывами и мелкими пликативными формами. Имеются основания полагать, что существенную роль в размещении рудопроявлений играли поперечное Ровеньковское поднятие и зона нарушений вдоль восточного борта Бахмутской котловины.

2. Локализация оруденения зависела в основном от разрывных нарушений. Литологический состав вмещающих пород, по-видимому,

влиял только на состав жильных минералов и, главным образом, на характер площадных и околожильных эпигенетических изменений.

3. Процесс жильной минерализации был, по-видимому, стадийным, что видно как из относительного возраста жил, так и из их состава, последовательно изменяющегося от кварцевого, кварцево-анкеритового до каолинито (диккито)-гидрослюдистого.

4. Намечается смена состава жильной минерализации вдоль оси Северной антиклинали, выраженная в преобладании в восточной части кварцевых и кварцево-анкеритовых жил и в западной - каолинито-гидрослюдистых.

5. Имеются факты, указывающие на позднегерцинский и альпийский возраст эпигенетической гидротермальной минерализации.

Рудопроявления южной части Донбасса

Полиметаллические и ртутные рудопроявления известны в южной части Донбасса, в пределах южной зоны мелких складок и поперечных разломов. По данным В.Г.Гетмана, О.С.Гавриленко, Г.В.Костенчука, С.Е.Верболоза (1963) и других геологов, в пределах района на поверхность выходят отложения свиты C_I^4, представленные песчано-глинистыми и карбонатными породами в ядрах антиклинальных структур, свиты C_I^5, сложенной преимущественно аргиллитовыми и алевролитовыми сланцами с прослоями известняков и углей и мощным горизонтом кварцитовидных песчаников в средней части, и отложениями среднего карбона, типичными для бассейна, представленными песчаниками и сланцами с пластами известняков и углей. Буровыми скважинами в западной части района вскрыты отложения свит C_I^2 и C_I^3, представленные монотонной толщей (около 1500 м) алевролитовых сланцев с редкими пластами песчаников и известняков. В пределах района каменноугольные отложения на небольших площадях перекрыты рыхлыми образованиями неогена; на юге на палеозойских породах залегает толща преимущественно карбонатных или глинисто-карбонатных отложений верхнего мела, перекрытых кайнозойскими образованиями.

Тектоническим элементом первого порядка является южная антиклиналь, представленная здесь крупными поднятиями второго порядка - Зуевским и Амвросиевским, в публикациях называемыми брахиантиклиналями, или куполами, Куйбышевско-Несветаевской антиклиналью, Амвросиевской, Успенской и Куйбышевской синклиналями. Крупные эле-

менты структуры осложнены более мелкими складчатыми формами, причем в отличие от северной зоны мелкой складчатости здесь оси складок ориентированы в разных направлениях, а сами складки имеют сложную форму.

Особенностью района является множество разрывных нарушений. Важнейшими из них являются Саур-Могильский надвиг, протягивающийся в северо-восточном направлении от Амвросиевского купола к западной части Нагольного кряжа и сопровождающийся серией параллельных разрывных нарушений, Меридиональный и Миусский сбросы меридиональной ориентировки. На юге район ограничен региональным Персиановским (Сальско-Манычским) надвигом. Кроме крупных разрывных структур развиты более мелкие разрывные нарушения, особенно многочисленные на участке Амвросиевского купола и в центральной части Куйбышевско-Несветаевской антиклинали.

Характерной особенностью южной части Донбасса, как отмечалось выше, является широкое распространение изверженных пород южнодонбасского комплекса, связанного с раннеорогенной заальской фазой герцинского цикла ($P_I - P_2$), андезито-трахиандезитового позднеорогенного комплекса, связанного с пфальцской фазой того же цикла ($P_2 - T_I$), и миусского комплекса лампрофиров платформенного периода (J_2?). Породы южнодонбасского и андезито-трахиандезитового комплексов, связанные с Мушкетовско-Персиановским и Южнодонбасским разломами, залегают обычно в форме межпластовых залежей или мелких штокоподобных тел, лампрофиры миусского комплекса образуют многочисленные дайки небольших размеров, распространенные в нижнем течении р. Крынки, на восточном крыле Амвросиевского купола, на крыльях Успенской антиклинали, и, по последним данным, в зоне нарушений северо-восточной ориентировки, связанной с Саур-Могильским разломом и протягивающейся к западному замыканию Нагольного кряжа.

Сведения о рудопроявлениях южной части Донецкого бассейна весьма ограничены. В тридцатых годах к югу от Нагольного кряжа в районе с. Барило-Крепинского поисковые работы проводились рудоуправлением "Донбассполиметалл" и экспедицией Академии наук УССР (Юрк, 1936), затем этот и другие участки проявлений жильной минерализации обследовались сотрудниками Института геологических наук АН СССР (Якжин, 1952). В результате комплексной геологической съемки в шлихах района Амвросиевского купола в послевоенные годы

была обнаружена киноварь. Однако объемы поисковых работ на рудные полезные ископаемые, выполненные в южном Донбассе, весьма незначительны.

Несколько полнее других охарактеризованы полиметаллические рудопроявления района с.Барило-Крепинского, расположенные в присводовой части Куйбышевско-Несветаевской антиклинали на ее северном крыле (Юрк, 1936; Якжин, 1952). На этом участке в отложениях нижней части разреза среднего карбона (а возможно, и свиты C_I^5), представленных сланцами и песчаниками с маломощными пластами известняков, обнаружено больше десяти кварцево-анкеритовых жил небольшой (до 0,5 м) мощности. По простиранию жилы не прослежены. Залегают они согласно с вмещающими породами или секут их под острым углом по падению. Имеющиеся скудные данные свидетельствуют об изменчивости и сложности морфологии жильных образований и о вероятном наличии минерализованных зон деформации пород. Также изменчиво и оруденение. В составе жил установлены сфалерит, галенит, халькопирит, бурнонит, пирит, борнит, ковеллин и минералы зоны окисления - куприт, халькозин, церуссит, малахит, азурит. По условиям залегания и минеральному составу жилы участка с.Барило-Крепинского, по-видимому, близки к жилам Северной зоны Нагольнянского рудного поля.

Кварцево-анкеритовые и кварцевые жилы обнаружены также в районах Амвросиевского купола, Саур-Могилы, по рекам Тузлову и Миусу и на некоторых других участках.

Рудопроявления Волновахской тектонической зоны

Волновахская тектоническая зона, или, как ее часто называют в литературе и геологическом обиходе, зона сочленения Донбасса с Приазовским блоком Украинского щита, представляет собой западную часть региональной субширотной Южнодонбасской зоны глубинного разлома, расположенной на границе современной области распространения палеозойских образований Донецкого бассейна и Приазовского блока щита, обнаженного в западной части и перекрытого мезокайнозойскими отложениями в восточной.

Волновахская зона, ограниченная на западе южным флангом краевого субмеридионального Криворожско-Павловского сброса и на востоке поперечной Грузско-Еленчикской зоной разломов, четко прослеживается в широтном направлении на протяжении почти 60 км и харак-

теризуется весьма сложной структурой. В ее строении участвуют докембрийские кристаллические породы Приазовского блока, ограничивающие ее с юга и выходящие на поверхность в центральной части в виде вытянутого в широтном направлении узкого Стыльского горста, и разнообразные по составу вулканогенно-осадочные породы девона - терригенные образования эйфельского яруса, карбонатные отложения и основные эффузивы живетского яруса и терригенно-вулканогенные породы франского и фаменского ярусов (Ротай, 1963; Айзенберг, Коноплина, Лагутин, 1962 и др.). Отложения девона несогласно, с глубоким размывом перекрываются карбонатными породами турнейского и визейского ярусов нижнего карбона, местами залегающими на докембрийских кристаллических образованиях.

В целом для палеозойских отложений характерно моноклинальное погружение к северу в сторону Донецкого бассейна, где на них налегают намюрские и среднекаменноугольные угленосные породы, но эта общая закономерность южной окраины Донбасса нарушается складчатыми формами подчиненных порядков и многочисленными разрывными нарушениями различной, преимущественно субширотной и субмеридиональной, ориентировки.

Важнейшими субширотными разрывными структурами, определяющими конфигурацию Волновахской зоны, являются северный и южный Волновахские разломы, примыкающие к Криворожско-Павловскому сбросу на западе и ограниченные сложной системой нарушений на востоке, в зоне Войковского сброса и Покрово-Киреевской структуры. По-видимому, субширотные нарушения типа Волновахской зоны продолжаются и далее к востоку, а возможно, и к западу, в пределы щита. Помимо крупных волновахских разломов в зоне есть многочисленные субширотные, северо-восточные, северо-западные и субмеридиональные нарушения подчиненных порядков. Сочетание разнонаправленных разрывов, по которым во многих случаях происходили смещения, обусловило образование на границе Донбасса с Приазовским блоком Украинского щита сложной блоковой структуры, расшифровка которой сопряжена с большими трудностями.

В Волновахской тектонической зоне широко распространены магматические породы, размещение которых четко контролируется разрывными нарушениями. Площадное распространение в пределах Волновахской зоны имеют эффузивные породы волновахско-еланчикского средне-верхнедевонского комплекса; гипабиссальные штокообразные тела, лакколи-

ты, пластовые залежи, дайки приазовского комплекса щелочно-ультраосновных и габброидных пород среднего девона, покрово-киреевского комплекса верхнедевонских щелочных пород, южнодонбасского раннеорогенного габбро-монцонито-сиенитового комплекса ($P_I - P_2$) и позднеорогенного андезито-трахиандезитового комплекса (P_2-T_I) находятся обычно в сложных узлах разрывных нарушений.

Таким образом, на протяжении длительного отрезка геологической истории от среднедевонского времени до мезозоя в Волновахской зоне неоднократно возобновлялась тектономагматическая активность; разрывы и нарушения залегания в меловых отложениях примыкающих к зоне районов свидетельствуют о проявлениях и более поздних орогенических фаз. Высокая активность Волновахской зоны как западного фланга региональной субширотной Южнодонбасской зоны краевых глубинных разломов, обусловлена, по-видимому, расположением ее на границе между Донецким прогибом и Приазовским блоком Украинского щита.

Эндогенная минерализация Волновахской зоны, охарактеризованная в опубликованных и рукописных работах, отличается многообразием состава и форм проявлений и относится к различным генетическим типам. По данным Н.В.Бутурлинова, А.И.Воробья, В.Ф.Юрченко и других геологов, в восточной части Волновахской зоны (Покрово-Киреевской структуре) прослеживается железо-титановое оруденение, генетически связанное со среднедевонским Приазовским комплексом щелочно-ультраосновных и габброидных пород. Титаномагнетит в качестве породообразующего минерала (до 35%) входит в состав пироксенитов (косьвитов) с типичной сидеронитовой структурой. В Покрово-Киреевском массиве площадью около 10 км^2 рудные пироксениты слагают периферические участки размером (по данным буровых работ) до 600 х 300 м.

По-видимому, с явлениями пропилитизации связаны рудопроявления меди - борнит и халькопирит, в ассоциации с кварцем и кальцитом образующие мелкие прожилки и вкрапления в основных эффузивах (Панов, 1961). А.И.Воробей и В.Ф.Юрченко отмечают повышенное содержание в пропилитизированных породах цинка, кобальта, золота и серебра.

В Волновахской зоне широко распространены жильные образования с рудной минерализацией. По данным С.В.Нечаева (1959), А.И.Лыкова (1960, 1961), А.И.Воробья и В.Ф.Юрченко, в некоторых случаях су-

ществует тесная пространственная связь скарнов и скарнированных пород, образовавшихся на контактах с монцонитами и, вероятно, с трахиандезитами, и жильных образований. При этом удается четко установить две стадии минералообразования - собственно скарновую, для которой характерны гранат (андрадит или андрадит-гроссуляр), везувиан, магнетит, диопсид, эпидот, амфиболы и гидротермальную, наложенную; она выражена минеральной ассоциацией пирит - халькопирит - халькозин - молибденит - кварц - кальцит - хлорит, иногда флюорит, и представлена жилами, секущими скарны и зачастую выходящими за пределы зон скарнирования. Не выявлена пространственная связь со скарнами кварцевых и карбонатно-кварцевых жил с галенитом, халькопиритом, пиритом, сфалеритом, иногда с флюоритом, распространенных значительно шире. При этом обычно оруденение тяготеет к кварцу, цементирующему зоны дробления или брекчирования пород вдоль нарушений. Жилы имеют сложное строение, изменчивую мощность (от нескольких сантиметров до 15 м в раздувах), оруденение распределяется в них неравномерно.

Менее распространены баритовые жилы (Царовский, 1949; Лыков, Марченко, Зарицкий, 1960 и др.). Как и кварцевые, жилы барита залегают в различных породах, имеют различное простирание и незначительную мощность, иногда содержат в небольшом количестве кварц, флюорит, карбонаты, пирит, халькопирит, галенит.

В песчаниках девона на юге Волновахской зоны В.Б.Черницын и И.И.Сахацкий (1961) обнаружили полиметаллическое оруденение прожилково-вкрапленного типа, относящееся, по мнению этих исследователей, к гидротермальным образованиям.

Заслуживает внимания повышенное содержание редких элементов (Be, Nb, Ta), связанных, по данным А.И.Воробья и В.Ф.Юрченко, с явлениями фенитизации и альбитизации на контактах пород покровско-киреевского щелочного комплекса с вмещающими и палеозойскими изверженными породами. Детальные исследования, выполненные в отделе геохимии ИГФМ АН УССР (Семененко та інш., 1969) привели к выводу о том, что повышенное содержание бериллия в некоторых породах Покрово-Киреевского района Волновахской зоны обусловлено наличием бавенита и связано с гидротермальным минералообразованием (ассоциация кварц - халцедон - кальцит - сульфиды - бавенит), сменившим метасоматические процессы альбитизации, грейзенизации и карбонатизации.

В последние годы в пределах Волновахской зоны установлено ртутное оруденение, впервые кратко охарактеризованное в печати в 1968 г. (Бойчук, Жиленко и др., 1968). По имеющимся данным, ртутная минерализация приурочена к зоне субширотного Волновахского нарушения, и концентрируется в участках пересечения им небольших субмеридиональных антиклинальных складок, осложняющих моноклинальное залегание пород в западной части Волновахской зоны. В отличие от других районов Донбасса здесь вмещающими ртутное оруденение являются доломиты и доломитизированные известняки турнейского яруса. Ртутная минерализация, представленная киноварью, сопровождается флюоритом, диккитом, битумами; иногда встречаются галенит и сфалерит. Киноварь образует вкрапленники, мелкие прожилки. Вмещающие породы обычно осветлены, перекристаллизованы, часто окварцованы и пиритизированы. Оруденение прослежено вдоль зоны Волновахского разлома с перерывами на несколько километров; сведения о нем еще не достаточны.

В 60-х годах в восточной части Волновахской зоны разведано Покрово-Киреевское месторождение плавикового шпата, в рудах которого установлена в небольшом количестве сульфидная минерализация. По данным А.Я.Древина, А.И.Зарицкого, И.Д.Царовского (1960), А.И.Зарицкого и А.М.Стремовского (1966), А.И.Зарицкого (1968) и др., Покрово-Киреевское месторождение расположено в пределах сложной Покрово-Киреевской горст-грабеновой структуры, возникшей в результате перемещения блоков пород докембрийского фундамента и палеозойского структурного этажа по разломам на пересечении субширотной Волновахской и субмеридиональной Грузско-Еланчикской зон глубинных разломов. Блоковое строение отразилось и на характере пликативных форм залегания рудовмещающей толщи карбонатных пород нижнего карбона. Формирование Покрово-Киреевской структуры сопровождалось неоднократными проявлениями магматической деятельности, в результате которых в районе месторождения обнаруживаются изверженные породы всех трех девонских комплексов (щелочно-ультраосновная - щелочно-базальтоидная формация), раннеорогенного габбро-монцонито-сиенитового и позднеорогенного андезито-трахиандезитового комплексов. Залежи руды образовались в результате замещения известняков нижнего карбона и заполнения мелких трещин в изверженных породах. Возраст минерализации, по-видимому, позднепалеозойский

(позднегерцинский); сульфидная минерализация наложена на плавиковый шпат, образуя обособленную более позднюю стадию.

Таким образом, эндогенное оруденение Волновахской тектонической зоны независимо от генетических типов контролируется региональной зоной разломов, связанной с Южнодонбасским разломом фундамента. Вдоль этой же зоны размещаются изверженные породы, представленные комплексами как раннего, так и орогенного этапов. Основной фактор, от которого зависят локальные рудопроявления, - структурный; вместе с тем, процессы гидротермального изменения пород имеют специфический характер - фенитизации, пропилитизации и карбонатизации подвергались изверженные породы, скарнированию - и изверженные и карбонатные, доломитизации - известняки. Прямая генетическая связь с магматическими породами установлена для титаномагнетитового оруденения; для гидротермальных рудопроявлений наиболее вероятна парагенетическая связь с магматическими комплексами орогенного этапа.

Рудопроявления Бахмутской котловины

Современные представления о строении Бахмутской котловины и рудной минерализации в ее пределах основаны главным образом на результатах работ Славянской и Горловской экспедиций треста "Артемгеология" и экспедиции МГ СССР и на материалах тематических работ различных научно-исследовательских учреждений (Кузнецова, Сафронов, Скаржинский, Энтелис, 1968).

Основные черты строения Бахмутской котловины охарактеризованы выше. Здесь необходимо остановиться на некоторых деталях, играющих главную роль в размещении оруденения и, по-видимому, в значительной степени определивших условия образования рудной минерализации.

Данные геофизических работ, выполненных в последние 10-15 лет, свидетельствуют о наличии в основании толщи осадочных пород Бахмутской котловины кристаллических образований фундамента, обнаруженных бурением на южном склоне Воронежского массива и северном - Украинского щита. Анализ мощности осадочной толщи и данные геофизики позволяют оценить глубину залегания фундамента в 15000-17000 м в районе г. Константиновки, 10000 - 12000 м - у г. Славянска, 3500 - 4000 м - г. Изюма, причем изменчивость мощности, судя по данным ГСЗ, по-видимому, зависит от блокового, глыбового строения фундамента.

Наиболее древними вулканогенно-осадочными образованиями являются отложения девона, представленные карбонатными породами с фауной франского яруса, которые обнаружены вместе с обломками диабазов трапповой формации в составе диапировых брекчий, и каменной солью солянокупольных структур. Лучше изучены верхнепалеозойские отложения, представленные всеми отделами карбона - песчано-глинистой толщей с прослоями известняков и углей, полным разрезом нижней перми - красноцветными, карбонатными, галогенными породами, на которые несогласно налегают континетальные красноцветные терригенные отложения дроновской свиты верхнепермского возраста. Также с несогласием на палеозойских отложениях залегают пестроцветные породы триаса, затем трансгрессивно юрские морские и континентальные песчано-глинистые образования и, отделенные большим перерывом, меловые отложения (пески, писчий мел, мергелистые глины и мергели). Трансгрессивно на всех предшествующих отложениях залегают породы кайнозоя преимущественно песчано-глинистого состава с крупными линзами бурых углей во впадинах над соляными диапирами.

Бахмутская котловина представляет собой обширную пологую мульду, осложненную структурами подчиненного порядка (рис. 16, вклейка здесь: I - геологические границы, 2 - основные надвиги: а - установленные, б - предполагаемые, 3 - прочие нарушения: а - установленные, б - предполагаемые, 4 - свинцово-цинковые рудопроявления, 5 - ртутные рудопроявления, 6 - Никитовское ртутное месторождение, 7 - надсолевая брекчия). По последним опубликованным данным (Кузнецова и др., 1968), в пределах котловины располагаются локальные положительные структуры в виде антиклинальных зон. Южная зона северо-западного направления, ограничивающая котловину на юге и отделяющая ее от расположенной южнее Кальмиус-Торецкой котловины, является как бы продолжением Главной Донецкой антиклинали на северо-запад; к ней относятся Дружковско-Константиновская антиклиналь и группа поднятий - куполов от Новотроицкого на юго-востоке до Картамышского на северо-западе, длинные оси которых последовательно смещены к северу в виде кулис. Северная антиклинальная зона субширотной ориентировки расположена на границе котловины и платформенной области южного склона Воронежского массива, и представлена цепью поднятий от Кременского на востоке до Сливаковского на западе. Несколько западнее южная и северная зоны пересекаются, замыкая таким образом естественные границы Бахмут-

ской котловины. Центральная часть Бахмутской котловины осложнена центральной (Артемовско-Славянской) антиклинальной зоной, состоящей из кулисообразно расположенных Артемовского поднятия и Славянского купола и далее к западу, на участке Курульского купола, сочленяющейся с южной антиклинальной зоной. Антиклинальные зоны разделены синклинальными прогибами, в отличие от первых имеющими более правильные, спокойные формы, редко осложненные брахиструктурами.

Таким образом, пликативные формы дислокации Бахмутской котловины ориентированы линейно, как и палеозойские складки Донбасса, но здесь также развиты локальные поднятия и купола, характерные для платформенной Днепровско-Донецкой впадины. Особенность котловины - двоякое направление антиклинальных зон и разделяющих их синклиналей: северо-западное (южная антиклинальная зона, Краматорско-Часовъярская мульда) и запад - северо-западное, субширотное (северная антиклинальная зона, Криволукско-Маякская мульда).

Помимо складчатых форм, в Бахмутской котловине имеет место сложная система разрывных нарушений различного масштаба. Крупнейшей разрывной структурой является система нарушений, прослеженных вдоль оси южной антиклинальной зоны. В пределах котловины к ней относятся Константиновский надвиг на юго-востоке и многочисленные разрывные нарушения в районах Бантышевского, Курульского и Камышевского поднятий до Петровского купола и, вероятно, далее на северо-запад. По-видимому, эта система нарушений представляет собой северо-западную часть региональной разрывной структуры, включающей помимо нее Осевой и Сулинско-Константиновский надвиги, которые проходят вдоль свода Главной Донецкой антиклинали, и отражающей в осадочной толще Осевой разлом фундамента. К региональным разрывным нарушениям Бахмутской котловины относится Северодонецкий надвиг - его западное крыло, ограничивающее котловину на севере. Северодонецкий надвиг и сопровождающие его более мелкие нарушения детально изучены в районе ст. Кременной и западнее, в районе с.Тернов (Попов, 1963). В центральной части Бахмутской котловины прослеживается третий крупный разлом, являющийся, по-видимому, западным продолжением регионального Марьевского (Алмазно-Марьевского) надвига, детально исследованного в соседних к востоку угленосных районах Донбасса (Попов, 1963). На карте

(см. рис. 16) эта структура представлена двумя ветвями, северной и южной.

Помимо крупных нарушений в пределах Бахмутской котловины имеются многочисленные разрывы подчиненных порядков и различной ориентировки – как северо-западной и субширотной, так и субмеридиональной и северо-восточной, поперечной по отношению к ориентировке складчатых структур.

Наконец, в пределах котловины в настоящее время известно семь солянокупольных структур, расположенных в сложных тектонических узлах сочетания куполовидных поднятий и разрывных нарушений. Формирование соляных штоков сопровождалось интенсивным дроблением пород и образованием типичных брекчий над штоками соли и на их контактах с вмещающими породами.

Размещение антиклинальных поднятий и куполов и приуроченных к ним соляных диапиров строго контролируется разрывной тектоникой. Эти структуры ориентированы вдоль региональных разломов, пересекающих не только осадочную толщу, но и кристаллический фундамент. По-видимому, перепад давления при перемещении блоков фундамента являлся первопричиной движения горных масс, и в их числе соли, формирования куполов и солевых штоков. Анализ разреза осадочных образований, перерывов и несогласий в районах солянокупольных структур свидетельствует о неравномерности их роста и о смене сравнительно спокойных периодов конседиментационного развития периодами интенсивных движений и поднятий соли. Иногда в движениях блоков нарушений существуют различия, отчетливо прослеживающиеся в разрезах на крыльях разломов (рис. 17). Здесь обозначены: 1 – каменная соль, 2 – надсолевая брекчия, 3 – бурый уголь, 4 – разрывные нарушения, 5 – свинцово-цинковая минерализация. Судя по имеющимся материалам, в пределах Бахмутской котловины особенно активными были движения в предпозднепермскую и предпозднепалеогеновую эпохи. О многоэтапном тектоническом развитии Бахмутской котловины свидетельствует и несовпадение структурного плана поверхности палеозойских и мезозойских отложений как на участках солянокупольных структур, так и за их пределами (Попов, 1963; Левенштейн, Соколов, 1963).

Изверженные породы в пределах Бахмутской котловины представлены комплексом диабазов, обнаруженных в виде многочисленных обломков в составе брекчий солянокупольных структур и относящихся к трап-

повой формации верхнего девона. В районе Бантышевского купола буровыми работами на границе брекчий, сопровождающей соляной шток, и отложений дроновской свиты верхней перми обнаружен альбитит – изверженная порода массивного или порфировидного сложения, существенно альбитового состава, возраст которой – 290 млн. лет – определен калий-аргоновым методом (Гладышевская и др., 1966).

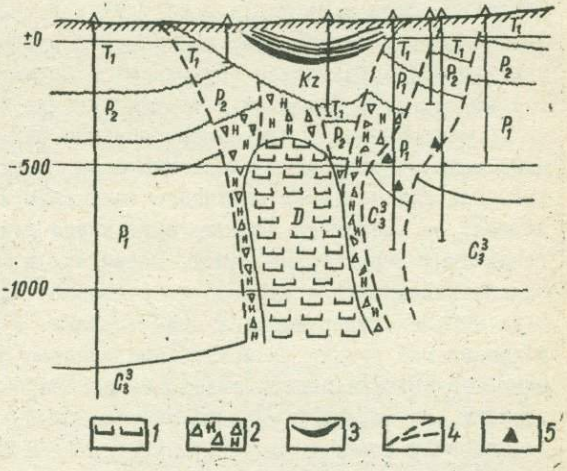


Рис. 17. Геологический разрез Степковского купола (по данным Славянской ГРЭ).

Судя по этому определению и условиям залегания, альбитит Бантышевского района также представляет собой отторженец – крупную глыбу, поднятую к поверхности соляным штоком. Косвенные признаки магматической деятельности на некоторых участках (Бантышевском, Новодмитриевском) выражены высокотемпературной минерализацией, наложенной на брекчию (Кузнецова, Скаржинский, 1968).

Признаки свинцово-цинкового оруденения установлены впервые в Бахмутской котловине на Петровском куполе в ходе геологической съемки. В послевоенные годы в связи с расширением съемочных и поисковых работ главным образом на уголь и нефть рудная минерализация была обнаружена на других участках в основном в пределах купольных структур и к настоящему времени известна на Бантышевской Курульской, Новодмитриевской, Славянской, Берекской, Камышевахской, Петровской и Беляевской структурах (см. рис. 16). До последнего времени находки оруденения были случайными. Обнаружение значительных концентраций ртути на Славянском участке вызвало постановку специальных работ, подтвердивших промышленный характер ртутного оруденения Славянского купола. Специальных работ для практи-

ческой оценки полиметаллического оруденения в Бахмутской котловине не проводилось, поэтому сведения о нем основаны на разрозненных данных бурения и не могут в настоящее время считаться полными. Вместе с тем, широкое распространение рудопроявлений и своеобразие условий локализации оруденения в Бахмутской котловине не могут не привлечь внимания и требуют предварительной оценки.

Обнаруженные к настоящему времени рудоносные участки размещены в упомянутых выше антиклинальных зонах, ориентированных вдоль региональных разломов глубокого заложения и генетически с ними связанных. По имеющимся данным, оруденение локализовано в особо благоприятных структурных узлах, возникших в связи с формированием брахиантиклиналей и куполов и сочетанием этих структур с разрывными нарушениями различной ориентировки. В пределах участков рудопроявлений рудная минерализация связана с подчиненными разрывными нарушениями, северо-западными и северо-восточными. В некоторых случаях (не везде) замечено, что значение имеют литологические особенности пород; в частности вкрапленное оруденение обнаружено в диапировой брекчии и известковистых среднезернистых песчаниках.

Приуроченность оруденения к структурам соляных диапиров Бахмутской котловины послужила поводом для выделения некоторыми геологами особого "солянокупольного" типа месторождений (Поярков, 1962; Кирикилица, 1968; Ласьков, 1967). Пространственная связь рудной минерализации с солянокупольными структурами действительно существует, но нужно иметь в виду, что соль внедрялась в осадочную толщу в особо проницаемых структурных узлах - ядрах куполов, и периклинальных участках (Адамовский шток, Новодмитриевка), несомненно благоприятных и для движения рудоносных растворов. Кроме того, буровые работы в Бахмутской котловине были сосредоточены в основном на куполах и брахиантиклиналях, т.е. участках доступных глубин залегания палеозойских отложений. Вполне вероятно оруденение и за контурами куполов и брахиантиклиналей, в зонах региональных разломов и сопровождающих их разрывных структур подчиненных порядков.

Насколько можно судить по имеющимся материалам, морфологические особенности рудной минерализации Бахмутской котловины сложны и разнообразны. Достаточно хорошо прослежены тела линейного или жилоподобного типа - зоны минерализации вдоль разрывных наруше-

ний, весьма показательные на Славянском рудопроявлении, где ртутное и полиметаллическое оруденение связано с разломной структурой на границе диапировой брекчии и примыкающих к ней верхнекаменноугольных и пермских пород (рис. I8; на нем показаны: I - брекчия соляного штока, 2 - каменная соль, 3 - известняки, разрывные нарушения: 4 - установленные, 5 - предполагаемые, 6 - ртутное оруденение, 7 - ртутная минерализация, 8 - буровые скважины, 9 - шахта, I0 - свинцово-цинковая минерализация, II - баритизация, I2 - флюоритизация).

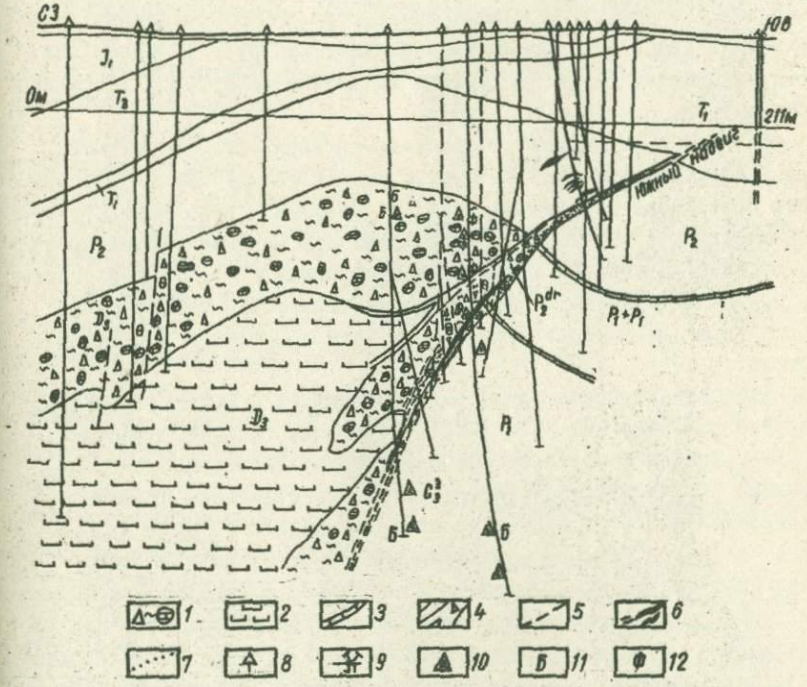


Рис. I8. Геологический разрез Славянского участка (по данным Славянской ГРЭ).

По данным В.А.Ласькова (1967), наиболее богатое оруденение здесь локализуется в местах изменения элементов залегания плоскости рудоносного разлома. На Белянвском куполе рудовмещающей является пологопадающая мощная(до 30 м) зона брекчированных пород, ограниченная крутопадающим нарушением, в висячем боку которого залегают песчано-глинистые отложения верхней перми (рис. 19 ; условные обозначения: 1 - брекчия соляного штока, 2 - каменная соль; разрывные нарушения: 3 - по геофизическим данным и бурению, 4 - предполагаемые; 5 - буровые скважины; 6 - зона свинцово-цинкового оруденения). Здесь, по-видимому, восходящие рудоносные растворы экранировались. На Новодмитриевской и Берекской структурах зоны вкрапленного оруденения в песчаниках верхнего карбона сопровождают крутопадающие нарушения, образуя крутопадающие залежи. В диапировых брекчиях солянокупольных структур к нарушениям тяготеют неправильные тела прожилково-вкрапленных руд. Типичных жил с четкими контактами до настоящего времени в Бахмутской котловине не обнаружено.

Структурно-текстурные особенности оруденения определяются, с одной стороны, заполнением пустот - пор, мелких трещин и образованием прожилково-вкрапленных руд, и с другой - явлениями рудного метасоматоза и образованием вкрапленных руд. Сочетание этих процессов, особенно в сложных и весьма неоднородных по составу и строению диапировых брекчиях, обусловливает сложность, многообразие строения и неоднородность оруденения даже в пределах небольших участков.

Минеральный состав оруденения сравнительно беден. Из рудных минералов главными являются пирит, марказит, галенит, сфалерит, киноварь, причем количественные соотношения их весьма изменчивы не только на участках (структурах), но и в отдельных пересечениях скважинами. В настоящее время можно различать руды относительно сложные - галенито-сфалеритовые с киноварью и простые - киноварные (Славянский участок), галенитовые с пиритом (Берекская структура), сфалеритовые (Новодмитриевка). Нерудные минералы, сопровождающие оруденение, более разнообразны. Широко распространены кальцит, анкерит, доломит, кварц, каолинит, диккит, им несколько уступают флюорит, битумы, халцедон, гидрослюды.

Четко выраженная стадийность минерализации установлена на Славянском месторождении в связи с эпигенетическими изменениями

вмещающих оруденение пород. Исследования, выполненные сотрудниками экспедиции и научно-исследовательских институтов Министерства геологии СССР показали, что околорудные эпигенетические изменения пород широко распространены и особенно интенсивны у разрывных нарушений, постепенно ослабевая с удалением от них. Дорудный процесс происходил с выносом железа и интенсивной каолинизацией вследствие разложения кластических полевых шпатов, гидрослюд, глинистых минералов. Наряду с этим происходило, по-видимому, и окремнение пород - образование регенерационного кварца и халцедона в цементе песчаников. Осветление сменилось карбонатизацией и пиритизацией пород, в том числе и диапировой брекчии, а затем отложением большинства обнаруженных битумов.

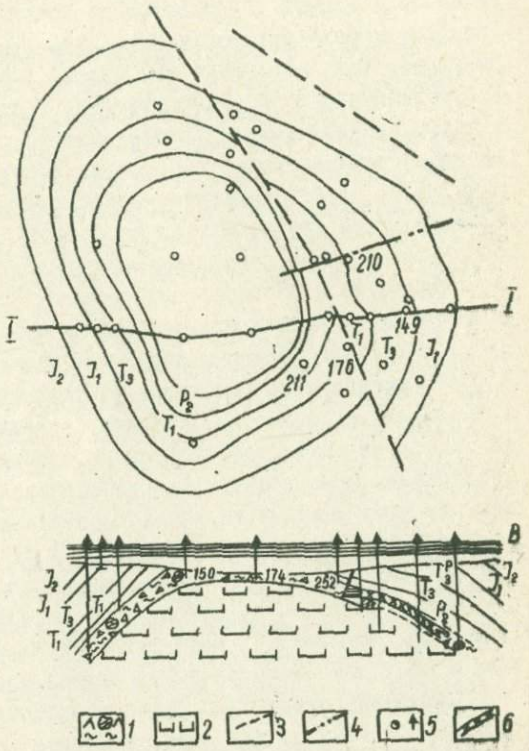


Рис. 19. Схематическая карта и разрез Беляевского купола (по материалам Славянской ГРЭ).

Рудная минерализация наложена на эпигенетически измененные породы. Общая картина эпигенетического минералообразования в Бахмутской котловине усложняется наличием своеобразной высокотемпературной ассоциации минералов, установленной на Новодмитриевской и Бантышевском участках. Эта ассоциация обнаружена в надсолевой брекчии и представлена скаполитом (мариалитом), тремолитом, мусковитом, флогопитом, турмалином, кварцем, апатитом, альбитом, рипидо-

литом, антофиллитом, топазом, сфеном, рутилом, брукитом, пиритом (Кузнецова, Скаржинский, 1968; Гнатенко, Кузнецова, Скаржинський, 1969). Количество минералов-новообразований в брекчии весьма изменчиво, вплоть до образования мономинеральных скаполитовых или скаполито-сфено-рутиловых, скаполито-тремолитовых пород в виде гнездообразных агрегатов или жилок. Распределение эпигенетической высокотемпературной минерализации в брекчии крайне неравномерно в связи, по-видимому, с особенностями строения последней. Минералы высокотемпературной ассоциации имеют правильные кристаллические формы, часто содержат многочисленные мелкие включения углисто-глинистого или карбонатного состава, захваченные при росте кристаллов, кварц, сфен, пирит, рутил, турмалин образуют типичные метакристаллы в перекристаллизованной гипсово-карбонатной породе брекчии. Иногда обломки карбонатных пород брекчии практически полностью замещены агрегатом скаполита, амфибола, сфена, кварца, рипидолита. Указанные особенности высокотемпературной ассоциации минералов не оставляют сомнения в том, что она является эпигенетической, наложенной на брекчию, а пестрота состава и пространственные взаимоотношения минералов позволяют предполагать, что она представлена не одним парагенезисом и есть результат не одной фазы минералообразования. В связи с наличием в составе эпигенетической минеральной ассоциации таких минералов как топаз, мусковит, флогопит, турмалин, апатит, типичных для процессов грейзенизации, обращают на себя внимание повышенные содержания редких элементов в металлометрических пробах керна скважин.

Поскольку сведения о высокотемпературной наложенной минерализации основаны на изучении керна немногих скважин, отношение ее к ртутно-полиметаллическому оруденению осталось неясным.

Оруденение Бахмутской котловины несомненно моложе поздней перми, поскольку рудоносные нарушения во многих случаях секут отложения дроновской свиты верхней перми. Рудоносный южный разлом на Славянском месторождении, по-видимому, уходит по восстанию в породы серебрянской свиты триаса (см. рис. 20), хотя убедительных указаний на наличие оруденения в этих породах в нашем распоряжении нет. Это обстоятельство, т.е. отсутствие достоверных данных об оруденении в породах триаса и более молодых, по мнению С.И.Кирикилицы (1968), И.Р.Белоуса и др. (1967) и некоторых других геологов, является доказательством более древнего - домезозойского -

возраста рудной минерализации. Вместе с тем, результаты поисковых работ свидетельствуют о том, что в породах верхней перми, нижнего и, частично, верхнего триаса есть явные признаки эпигенетических изменений.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время сведения о рудной минерализации Бахмутской котловины дают основания для некоторых выводов о закономерностях размещения рудопроявлений.

I. В региональном плане размещение рудоносных структур определяется расположением региональных разломов северо-западного, субширотного и, возможно, субмеридионального простирания. С этими разломами глубокого заложения и длительного развития тесно связаны куполообразные и брахиантиклинальные структуры, иногда осложненные соляными диапирами.

2. Особо благоприятные условия для локализации оруденения в масштабе месторождений или рудных узлов создавались в структурных узлах, образовавшихся в местах пересечения разнонаправленных крупных разломов. В этих же узлах находятся штоки девонской соли, поднимавшейся в несколько этапов; внедрение соляных штоков сопровождалось образованием мощных зон диалировой брекчии вдоль контактов и на головах штоков.

3. Рудовмещающими являются разрывные нарушения подчиненных порядков, связанные как с региональными разломами, так и с локальными структурами - куполами и брахиантиклиналями. Оруденение располагается как непосредственно в этих нарушениях, так и вдоль них в структурно ослабленных зонах или в благоприятных для рудоотложения породах.

4. Литологический состав вмещающих пород в некоторых случаях играл существенную роль при рудоотложении и определял морфологические и структурно-текстурные особенности оруденения.

5. Эпигенетическое минералообразование происходило в несколько этапов, характеризовалось стадийностью и неоднократной сменой физико-химических условий.

5. Возраст ртутно-полиметаллического оруденения несомненно послепермский; есть основания считать его мезозойским.

Рудопроявления Старобельско-Миллеровской моноклинали

На территории Старобельско-Миллеровской моноклинали (южный платформенный склон Воронежского массива) геологической съемкой

обнаружены полиметаллические рудопроявления на площади в несколько тысяч квадратных километров. На докембрийских кристаллических образованиях южного склона Воронежского массива залегают отложения нижнего и среднего карбона, представленные преимущественно известняками, и мезозойские песчано-глинистые и карбонатные образования, повсеместно перекрытые рыхлыми кайнозойскими породами. Осадочная толща залегает на породах фундамента моноклинально, с общим наклоном к югу под углом около 2^0. Моноклинальное залегание осложнено субширотными протяженными валами и депрессиями вертикальной амплитудой не более 20 м и структурными уступами, смещающими подошву палеогена по вертикали до 40 м. Разрывные нарушения прослежены бурением в отложениях мела и карбона.

Непосредственно в районе рудопроявлений наиболее молодые из известных до настоящего времени изверженные породы - аплитоидные граниты - имеют возраст около 800 млн.лет (Машир, Скаржинский, 1966). Севернее и северо-восточнее, за пределами моноклинали, известны верхнедевонские вулканические породы основного состава.

По данным В.Н.Машира (1966, 1967, 1968), Г.Ф.Багно и В.Н.Машира (1969), полиметаллическое оруденение в районе Старобельско-Миллеровской моноклинали представлено тремя морфологическими типами: 1) рассеянной прожилково-вкрапленной площадной минерализацией в органогенных известняках - пустотах выщелачивания, участках перекристаллизации или в мелких трещинках, при чем мощность карбонатных пород с рассеянной минерализацией достигает 60 метров; 2) линзообразными залежами в зонах брекчированных и кавернозных известняков, в которых рудные минералы цементируют брекчию или образуют вкрапленники или прожилки; 3) жильным типом, связанным с разрывными нарушениями.

Главным рудным минералом во всех трех типах оруденения является пирит, несколько уступают ему сфалерит и галенит, в незначительном количестве под микроскопом выявлены марказит, арсенопирит, киноварь. Нерудные минералы представлены кальцитом (преобладает), доломитом, халцедоном, кварцем, флюоритом, баритом. По данным В.Н.Машира (1967), были две стадии минералообразования. Оруденение сопровождается перекристаллизацией и окремнением известняков.

Анализ региональных особенностей строения Старобельско-Миллеровской моноклинали привел В.Н.Машира к выводу о приуроченности

полиметаллического оруденения к Деркульскому поднятию, осложняющему моноклинальную структуру, ось которого проходит в бассейне р.Деркула (левый приток р. Северского Донца) в субмеридиональном направлении. Это поднятие прослеживается на север, в центральную часть Воронежской антеклизы (Ступаков, 1962), где известны рудопроявления, связанные с Лосевско-Мамоновской зоной разлома (Одокий, 1962); на юге, на простирании Деркульского поднятия, находится Ровеньковское поднятие с Нагольнянским рудным полем. Рудопроявления Старобельско-Миллеровской моноклинали исследованы неравномерно и в целом совершенно недостаточно, поскольку специальных поисковых работ не проводилось. В настоящее время можно лишь отметить некоторые закономерности размещения и условия локализации рудной минерализации этого района.

1. Участки рудопроявлений пространственно приурочены к структурам, осложняющим Старобельско-Миллеровскую моноклиналь - Деркульскому поперечному поднятию и дислокациям подчиненных порядков - валам и структурным уступам, отражающим, очевидно, строение кристаллического фундамента.

2. Строгого стратиграфического контроля оруденения в пределах вмещающей оруденение карбонатной толщи каменноугольных отложений нет.

3. Несомненно существуют секущие формы проявления оруденения (линзы, жилообразные тела).

4. Четко проявляется рудный метасоматоз и во вмещающих породах развиты околорудные эпигенетические изменения; установлена пространственная связь оруденения с эпигенетически доломитизированными известняками.

5. Прослои терригенных (песчано-глинистых) пород, залегающих в кровле рудоносных известняков, в некоторых случаях, по-видимому, играли роль экранов в процессе рудной минерализации.

Некоторые вопросы генезиса оруденения Донецкого бассейна

Из характеристики месторождений и рудопроявлений следует, что оруденение в Донецком бассейне представлено различными генетическими типами. Принадлежность железо-титанового оруденения, тесно связанного с пироксенитами Приазовского комплекса и характеризующегося сидеронитовой структурой руды, образующей, очевидно, линзообразные или штокообразные залежи, к позднемагматическим образова-

ниям не вызывает сомнений. Также достаточно определенным является апоскарновый, наложенный тип сульфидного оруденения, тесно связанного с зонами скарнированных пород в контактах с монцонит-порфирами и андезитами Волноваxской зоны. Нет разногласий в определении гидротермальной природы жильных рудоносных образований Нагольного кряжа и Волноваxской зоны. Вместе с тем общего мнения об источниках рудного вещества и рудоносных растворов, образовавших гидротермальные месторождения и рудопроявления Донецкого бассейна, и о связи оруденения с магматизмом все еще нет.

Н.И.Свитальский (1935) считал оруденение Нагольного кряжа криптобатолитовым (согласно концепции В.Эммонса), относительно высокотемпературным, образовавшимся на значительной глубине. По мнению Свитальского, "с полной определенностью можно считать, что эти месторождения представляют собой отдельные участки, т.е. верхушки более мощных, находящихся на глубине месторождений, возникших под влиянием интрузий кислых пород (возможно, щелочных гранитов), внедрившихся вдоль Главного Донецкого антиклинала и не вскрытых эрозией" (стр. 72).

По мнению Е.К.Лазаренко (1939), приуроченность изверженных пород Донецкого бассейна в основном к тем же структурным элементам, что и рудных месторождений, дает основание полагать, что и те и другие являются результатом дифференциации одного и того же магматического очага, залегающего, вероятно, в виде гранитовых и гранодиоритовых массивов вдоль антиклиналей и куполов Донбасса.

С.А.Юшко (1940) также определила генезис руд Нагольного кряжа как криптобатолитовый, отмечая изменение условий образования с запада на восток от менее к более высокотемпературным и от меньших к большим глубинам.

А.Л.Додин (1940) считает, что оруденение в Донбассе генетически связано с интрузией, поздними дериватами которой являются дайки основных пород у с.Новопавловки в 5 км западнее Есауловского месторождения (лампрофиры). Оруденение Нагольного кряжа, по его мнению, низкотемпературное, образованное на малой глубине.

Анализ материалов, собранных в результате поисково- разведочных работ Донецкой комплексной экспедиции 1938-1940 гг., привели А.А.Якжина (1952) к выводу о том, что интрузивные породы, с которыми можно было бы связать рудные месторождения Нагольного кряжа, залегают скорее всего на значительной глубине и, судя по парагене-

тической ассоциации элементов в жилах Нагольного кряжа, родоначальная магма была кислой. По А.А.Якжину, жилы формировались в три этапа, разделенных значительными промежутками времени, причем их металлоносность уменьшалась со временем. Ленточные текстуры жил свидетельствуют о том, что процесс минерализации был длительным и прерывистым. Глубину образования рудных жил Нагольного кряжа с учетом мощностей свит каменноугольных отложений А.А.Якжин определяет в 3500-6000 м или несколько меньше, принимая во внимание вероятность размыва в области Главной антиклинали в позднекаменноугольное время. Выводы А.А.Якжина, основанные на детальных исследованиях в доступных в то время горных выработках и изложенные в наиболее обстоятельном описании строения и рудоносности Нагольного кряжа, в литературе послевоенных лет сколько-нибудь существенной критике не подвергались и, наряду с исследованиями С.А.Юшко (1940), все еще лежат в основе представлений о рудоносности этого давно известного района. Существенные коррективы внесли только И.Л.Никольский и Н.В.Бутурлинов (1965), высказавшие предположение о связи золотого оруденения с лампрофирами, а полиметаллического - с андезито-трахиандезитовым комплексом, породы которого на юго-западе бассейна сопровождаются полиметаллической минерализацией.

Полученные в последние годы данные абсолютной геохронологии, как уже говорилось, указывают на совпадение времени образования золотосодержащих кварцево-анкеритовых жил Нагольного кряжа с заальской фазой герцинского цикла (250 млн. лет), к которой ближе всего по времени стоят породы раннеорогенного южнодонбасского комплекса (габбро-монцонито-сиенитовой формации). В то же время, данные о возрасте лампрофиров юга бассейна (150 млн.лет) противоречат представлениям о связи с ними золото-кварцево-анкеритовой минерализации Нагольного кряжа, тем более что основной аргумент в пользу такой связи - наличие высоких концентраций золота в мончикитах р.Крынки, по данным П.А.Морозевича (1903), - повторными анализами не подтвердился.

Таким образом, среднетемпературная золото-пирито-арсенопиритовая минерализация, хотя и со значительным разрывом, по времени тяготеет к раннеорогенному южнодонбасскому магматическому комплексу, породы которого на уровне современного эрозионного среза обнаружены в десятках километров от рудоносных участков. Поэтому

можно предполагать только отдаленную парагенетическую (очаговую) связь золото-кварцево-анкеритового оруденения Нагольного кряжа с южнодонбасским магматическим комплексом, образование которого, по-видимому, обусловлено дифференциацией базальтовой магмы, контаминированной веществом "гранитного" слоя коры.

Данных об абсолютном возрасте полиметаллического оруденения Нагольного кряжа в нашем распоряжении нет, поэтому предположительно мы связали его с пфальцской позднеорогенной фазой герцинского цикла. С этой фазой совпадает формирование андезито-трахиандезитового магматического комплекса, с которым на юге Донбасса, в пределах Волновахской тектонической зоны, пространственно связано жильное полиметаллическое оруденение.

Таким образом, с известной долей условности можно полагать, что золото-пирито-арсенопиритовое и полиметаллическое оруденения возникли соответственно на раннеорогенной (заальская фаза) и позднеорогенной (пфальцская фаза) стадиях герцинского цикла, имеют парагенетическую (очаговую) связь с южнодонбасским и андезито-трахиандезитовым комплексами, образовались на значительной глубине при средней температуре и относятся к плутоногенному классу гидротермальной группы, по классификации В.И.Смирнова (1969).

В литературе, посвященной сурьмяно-ртутным месторождениям Никитовского рудного поля (или центрального района Донбасса), также господствует представление об их гидротермальном генезисе. Различия в высказываниях авторов работ по этому важному во всех отношениях вопросу сводятся к определению вероятных источников рудоносных растворов и главным образом к оценке роли элементов структуры в формировании месторождений.

Е.Е.Захаров и Н.И.Королев (1940), учитывая условия залегания, состав и структурно-текстурные особенности руд Никитовского месторождения, характер околорудных изменений, вероятную, по их мнению, генетическую связь с полиметаллическими рудами Нагольного кряжа, содержащими сурьму и ртуть, считают Никитовское месторождение низкотемпературным гидротермальным, удаленным от магматического очага, ближайшие проявления которого находятся у с.Новопавловки, на западной периферии Нагольного кряжа (лампрофиры миусского комплекса).

И.Л.Никольский (1959, 1965) также до последнего времени исходил из представлений о магматогенном гидротермальном генезисе руд

Никитовского рудного поля. Основываясь на близости состава полиметаллических руд Нагольного кряжа, ртутно-сурьмяных руд Никитовки и гидротермальной минерализации в изверженных породах, а также на подобии структурных особенностей районов развития молодых изверженных пород (андезито-трахиандезитового комплекса), он высказал предположение о том, что "образование молодых изверженных пород, гидротермальная минерализация их и рудная минерализация в центральном районе (полиметаллическая и ртутно-сурьмяная) являются звеньями единого процесса" (Никольский, 1959, стр. 75). И.Л.Никольский исходил из существовавшего в то время представления о киммерийском возрасте андезитов и допускал вероятность значительного разрыва во времени между образованием изверженных пород и проникновением растворов в трещины, возникшие в них и во вмещающих осадочных породах. Позднее И.Л.Никольский также связывал образование ртутных месторождений Никитовского рудного поля и Бахмутской котловины с "активизацией магматического процесса" в ранненорскую (донецкую) фазу орогенеза, а полиметаллическое оруденение Нагольного кряжа - с андезито-трахиандезитовым магматическим комплексом (Никольский, Бутурлинов, 1965). К выводу о низкотемпературном гидротермальном генезисе ртутно-сурьмяного оруденения пришли на основании изучения состава и условий локализации и многие другие исследователи месторождений Никитовского рудного поля (Бутурлинов, Панов, 1959; Карасик, 1963; Большаков, 1965; Утехин, Белоус, 1966; Белоус, Кирикилица, Руев, 1967; Кирикилица, 1968; Скаржинский, 1965, 1968 и др.). В некоторых случаях авторы работ подчеркивают генетические особенности сурьмяно-ртутного оруденения Никитовского рудного поля употреблением терминов "эпитермальный" (Кирикилица, 1968) или "телетермальный" (Утехин, Белоус, 1966).

Сомнения в магматогенной природе гидротермальных растворов, отлагавших сурьмяно-ртутные руды никитовских месторождений, впервые в печати высказал А.М.Добрянский (1965, 1967). Он полагает, что "источником ртути может быть сама многокилометровая толща пород Донбасса" (1965, стр. 12). В результате метаморфизма погребенные в осадочной толще воды обогатились ртутью, а возникновение антиклинальной структуры и последующая денудация ее послужили причиной перемещения этих вод к своду антиклинали по мощным пластам песчаников и к оруденению некоторых участков свода антиклинали в результате взаимодействия восходящих метаморфогенных рудоносных растворов и поверхностных вод.

Оригинальный механизм образования концентрации ртути в ядрах складок (брахиантиклиналей) Никитовского рудного поля предложил В.С.Токовенко (1966, 1968). На основании реконструкции палеотектонических полей напряжений он обнаружил пространственную связь значительных скоплений киновари со сводовыми частями складок, где действовали максимальные касательные и возникали локальные растягивающие напряжения. Ртуть, находившаяся в осадочных породах в рассеянном состоянии и несколько повышенном количестве по сравнению с кларковым содержанием, во время образования складок в результате появления градиента напряжений и деформаций и высвобождения скрытой энергии деформации приобретала активность и диффундировала в направлении нулевого градиента. Таким образом, промышленная концентрация ртути возникла в результате перераспределения ее и диффузии при упруго-пластических деформациях и сопутствующих им явлениях.

Таким образом, существующие в настоящее время представления о генезисе ртутных месторождений Никитовского рудного поля сводятся, по существу, к двум типам - низкотемпературному магматогенно-гидротермальному или телетермальному (Захаров и Королев, 1940; Никольский, 1959; 1965; Панов, 1957; Большаков, 1965; Карасик, 1963; Кирикилица, 1965 и др.) и метаморфогенному (Добрянский, 1965; Токовенко, 1968).

Предположение о сингенетическом накоплении ртути в осадочных породах Донбасса, последующей ее мобилизации метаморфогенными водами и переотложении в благоприятных структурных условиях в связи с наличием физико-химического экрана в зоне смещения с нисходящими поверхностными водами (Добрянский, 1965) или концентрации в результате вторичного перераспределения (диффузии) при упруго-пластических деформациях (Токовенко, 1968) нуждается в более тщательном рассмотрении. Прежде всего нужно отметить, что исходное допущение авторов гипотезы метаморфогенного образования ртутных месторождений Никитовского рудного поля о сингенетичной концентрации ртути в осадочных породах Донбасса лишено достаточных оснований, так как ее содержание в районах, где нет признаков эпигенетической ртутной минерализации, близко к кларковым для осадочных пород аналогичного состава. Повышенное содержание этого металла на крыльях Горловской антиклинали, примыкающих к Никитовскому рудному полю, объясняется развитием эндогенного первичного ореола рас-

сеяния, размеры которого определяются высокой подвижностью ртути и возможностью ее миграции не только в растворах, но и в газообразном состоянии в нагретых породах на достаточной глубине. Таким образом, авторы метаморфогенной гипотезы, ссылаясь на повышенное содержание ртути в породах окрестностей рудного поля, по-видимому, следствие принимают за причину.

Не лишне при этом напомнить результаты весьма интересных работ Н.А.Озеровой и Н.Х.Айдиньян (1966), Н.Х.Айдиньян и Н.А.Озеровой (1968), исследовавших закономерности распределения ртути в осадочных породах. По их данным содержание ртути в осадочных породах Восточно-Европейской платформы, выбранной в качестве объекта изучения для исключения возможного влияния гидротермального и метаморфического процессов, независимо от их состава (глинистого, песчанистого, карбонатного) составляет $(3-4)\cdot10^{-6}$%. Концентрация ртути может повышаться и достигать $n\cdot10^{-4}$% при образовании горючих сланцев, конкреций сульфидных минералов и при переотложении и накоплении продуктов выветривания горных пород (бокситы, железные и марганцевые руды). Как известно, в толще каменноугольных отложений Донбасса подобных пород, могущих служить источником ртути, в достаточном объеме нет. Что касается углей, то многочисленными исследованиями в Донбассе достаточно убедительно доказано, что повышенное содержание ртути в углях имеет эпигенетическое происхождение и связано с высокой сорбционной способностью угля. Вне связи с наложенной минерализацией содержание ртути в углях Донбасса составляет $(2-8)\cdot10^{-6}$% (Карасик, 1962, Дворников, 1963 и др.).

Связывая процесс извлечения ртути из осадочных пород бассейна с явлением метаморфизма и активизацией воды, заключенной в осадочной толще, необходимо, очевидно, сопоставлять время метаморфизма пород и время рудообразования. Если даже не принимать во внимание вероятности миграции ртути к поверхности под влиянием повышения температуры пород при погружении, для нижнекаменноугольных отложений достигавшем 15 - 18 км (т.е. в область вероятной температуры 400 - 450°С и выше), время активизации поровых вод должно соответствовать первой, наиболее интенсивной в истории бассейна, заальской фазе складчатости на рубеже ранне- и позднепермской эпох. Что касается ртутного оруденения Никитовского рудного поля, то, как уже упоминалось, имеются достаточно веские доказательства того, что

оно возникло не ранее эпохи раннего триаса, а вероятнее является еще более молодым. Кроме того, данные С.В.Головни (Айдиньян, Озерова, 1968), изучавшей под руководством А.А.Саукова поведение ртути при метаморфизме на примере Иртышской зоны смятия и Енисейского кряжа, показывают, что в процессе прогрессивного метаморфизма песчано-глинистых пород среднего девона (Иртышская зона смятия) в ряду филлиты - зеленые сланцы - двуслюдяные сланцы с гранатом - ставролитовые и ставролито-кианитовые сланцы содержание ртути заметно не изменяется и геохимический фон ее изменяется в пределах $1{,}5 \cdot 10^{-6}$ - $2{,}7 \cdot 10^{-6}$%. Таково же содержание ртути в продуктах *ультраметаморфизма - гранито-гнейсах* - Иртышской зоны и в докембрийских гранитоидах Енисейского кряжа. Опробование докембрийских пород Восточно-Европейской платформы, по данным Озеровой и Айдиньян (1966), показало содержание ртути *в них* $\sim 4{,}5 \cdot 10^{-6}$%, *т.е.* близкое к содержанию ртути в неметаморфизованных породах.

Существенные затруднения возникают также при попытке увязать представление о метаморфогенном происхождении рудоносных растворов и заимствовании рудных элементов из вмещающих пород с изменчивостью состава руд в пределах Никитовского рудного поля вследствие стадийности минералообразования - смены состава минеральных ассоциаций во времени и зональности их размещения. Эти же особенности ртутных месторождений Никитовского рудного поля с учетом значительного вертикального размаха оруденения свидетельствуют против представлений А.М.Добрянского (1965) о физико-химическом экране и *существенной роли водоэных вод в процессе минералообразования*. Наконец, необходимо учитывать столь важное обстоятельство, как исключительное постоянство изотопного состава серы рудообразующих сульфидов (киновари, антимонита) *Никитовского месторождения и близость* его к сере метеоритного троилита(Озерова, Айдиньян, Виноградов, 1967).

Необходимо подчеркнуть, что отрицание возможности магматогенного происхождения сурьмяно-ртутного оруденения Никитовского рудного поля, судя по высказываниям А.М.Добрянского, основано на слишком упрощенном понимании связи оруденения с магматизмом вообще. Сомнительность такой связи А.М.Добрянский аргументирует тем, что изверженные породы Донбасса "не могут быть источником значительной гидротермальной деятельности по своему составу и размерам" (Добрянский, 1964). По-видимому, речь идет о незначительных разме-

рах тел магматических пород в ближайших к Горловской антиклинали районах Нагольного кряжа. А.М.Добрянский, очевидно, имеет в виду прямую связь сурьмяно-ртутного оруденения с известными изверженными породами бассейна. К тому же сводятся и доводы В.С.Токовенко, указывающего на отсутствие в Донбассе "крупных магматических очагов как источников ртути" (Токовенко, 1968).

Как известно, видимое несоответствие размеров малых интрузивных тел масштабу гидротермального оруденения давно убедительно объясняется в работах отечественных геологов,обосновавших и доказавших на многочисленных примерах существование парагенетической связи (общности очага) гидротермального оруденения с магматическими породами (Смирнов, 1946; Шипулин, 1955, 1965 и др.; Абдуллаев, 1957; Апельцин, 1958; Билибин, 1958, 1959; Шейнманн, 1958; 1961 и др.; *Бородаевская, Бородаевский, 1960; Горжевский, Козеренко,* 1965; В.И.Смирнов, 1962, 1969 и др.). Известно также, что магматогенные гидротермальные сульфидные руды формируются предпочтительно в парагенетической связи именно с малыми интрузиями на поздних и конечных этапах развития подвижных зон или в периоды тектономагматической активизации консолидированных областей (Билибин, 1958, 1959; В.И.Смирнов, 1962, 1968, 1969; Ю.А.Кузнецов, 1964; Семенов, Старицкий, Шаталов, 1967; Щеглов, 1968 и др.).

Таким образом, отрицание возможности магматического происхождения концентраций ртути в условиях Донбасса основано, очевидно, на недоразумении.Но необходимо отметить,что нет никаких оснований для предположения о связи в Донецком бассейне сурьмяно-ртутного оруденения в какой бы то ни было форме с очагом кислой магмы. В истории бассейна, как уже говорилось, никаких признаков проявления гранитоидного магматизма *на его территории не установлено, все* известные в Донбассе изверженные породы относятся к производным ультраосновной или основной магмы. Нет также оснований для распространенного *в литературе довоенных лет предположения* о наличии гранитоидных изверженных пород, не вскрытых эрозией, на глубине в палеозойских осадочных породах,поскольку степень их метаморфизма ничтожна, признаков контактного воздействия значительного объема кислой магмы нет, а контактово-метасоматические явления на юге, в Волновахской зоне, связаны с гипабиссальными интрузиями монцонит-порфиров, андезитов и трахиандезитов. Предположение о том, что гранитоидный очаг мог возникнуть путем ультраметаморфизма

либо магматического замещения значительно глубже ложа палеозойского прогиба Донбасса, в пределах "гранитного" слоя коры (причем кислая магма не интрудировала в верхний структурный ярус, а была лишь источником рудоносных растворов), не решает вопроса об источнике ртути, сурьмы, мышьяка и других легколетучих элементов. Как известно, древние, докембрийские породы кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы претерпевали метаморфизм высоких ступеней, в результате чего эти элементы несомненно были вынесены в более высокие горизонты коры и рассеялись в процессе дальнейшего разрушения древних складчатых сооружений. Следовательно, и в этом маловероятном случае гранитоидная магма при возникновении могла обогащаться летучими компонентами, и в их числе ртутью, только из подкорового источника, т.е. в ходе возникновения и миграции потока трансмагматических растворов - продуктов дегазации мантии (Коржинский, 1968).

Рассмотрение вопроса об источнике ртути и сопутствующих ей элементов, а также серы сульфидов (киновари, антимонита, пирита) гидротермальных месторождений Никитовского рудного поля приводит к выводу о том, что такой источник находился в подкоровой области, в пределах верхней мантии. Верхняя мантия была областью генерации ультраосновной и оливино-базальтовой или щелочно-базальтоидной магмы, производными которой являются изверженные породы Донбасса, и рудоносных растворов, длительный путь и эволюция которых заканчивались в верхнем структурном этаже отложением рудных минеральных ассоциаций.

В настоящее время ни у кого не вызывает сомнения роль выплавления (по типу зонной плавки) и дегазации мантии в формировании коры и внешних оболочек Земли (Виноградов, 1962, 1964; Магницкий, 1964, 1965, 1968, и др.). Этим процессом определяются в той или иной степени такие явления планетарного масштаба, как тектогенез, магмообразование, метаморфизм, гранитизация. Участие подкоровых источников в формировании современных гидротерм доказано в результате исследований современных термальных вод в областях активного вулканизма (Уайт, 1958; Набоко, 1965, и др.). По данным С.И.Набоко, "источником металлов, особенно ртути, сурьмы, мышьяка, частично свинца, цинка и серебра, являются эндогенные эманации, выделяющиеся из глубинной магмы" (Набоко, 1965, стр. 69).

К очень интересным выводам о связи ртутных месторождений Ал-

тае-Саянской складчатой области, Таймыра, северо-восточной Якутии и Чукотки с комплексами изверженных пород на основании анализа некоторых признаков пришли Р.В.Оболенская и А.А.Оболенский (Оболенская, 1968; Оболенский и Оболенская, 1968). Соотношение ртутного оруденения и малых интрузий щелочно-базальтоидной формации в сочетании с современными представлениями о природе и источниках рудообразующих растворов привели этих исследователей к заключению, что "низкотемпературные ртутные месторождения, образовавшиеся на небольших глубинах либо в приповерхностных условиях, по-видимому, обязаны своим происхождением удаленным источникам минералообразующих растворов, связанным с глубинными рудогенерирующими очагами щелочных и субщелочных базальтоидных магм" (Оболенский, Оболенская, 1968; стр. 100).

На вероятность связи сурьмяно-ртутной минерализации Тянь-Шаня с базальтовыми магматическими очагами указывает Е.Д.Карпова (1958, 1959). Многолетние исследования ртутных месторождений привели В.А.Кузнецова к выводу о том, что "крупные группы месторождений ртутной рудной формации обнаруживают определенные связи с проявлениями магматизма, причем в подавляющем большинстве случаев устанавливаются связи не с гранитоидным внутрикоровым магматизмом, а с глубинным магматизмом базальтоидного состава. Конечно, во всех или почти во всех случаях речь идет не о прямой, а об отдаленной парагенетической связи" (Кузнецов, 1968, стр. 30).

В качестве предположения можно допустить, что ювенильные рудоносные растворы как продукты дегазации мантии могут при благоприятных условиях образоваться независимо от магмообразования, возникая намного раньше выплавления базальта из субстрата мантии, или длительное время существовать после отделения и подъема к поверхности выплавленных порций базальтовой магмы. Поскольку отделение относительно легкоплавких веществ от субстрата мантии - процесс планетарного масштаба, идущий постоянно, следует полагать, что его интенсивность в определенной степени регулируется режимом тектоносферы. Нетрудно представить себе условия, при которых длительно накапливающиеся в глубинах, в подкоровой области или на границе коры, продукты дегазации - летучие вещества - в результате активизации глубинных разломов получали доступ к верхним горизонтам коры, конденсировались и превращались в рудоносные гидротермальные растворы. При этом весьма важно допущение, что такие

относительно кратковременные прорывы накопившихся продуктов дегазации мантии могли происходить не только при магмообразовании и не обязательно одновременно с выплавлением субстрата мантии, но могли возникать и независимо от него, так же, как при гранитизации трансмагматическим растворам (Коржинский, 1968) не сопутствует базальтовый расплав.

Таким образом, генетический тип сурьмяно-ртутных месторождений Никитовского рудного поля определяется следующими условиями их образования: 1) формированием после завершающей стадии орогенного этапа или в условиях молодой платформы; 2) пространственной приуроченностью к региональной зоне глубинного разлома, ориентированного вдоль осевой, центральной части складчатой структуры бассейна; 3) решающей ролью структурного фактора в локализации оруденения; 4) ярусностью размещения пластообразных залежей богатых руд, связанной с благоприятными условиями для развития трещиноватости в мощных пластах песчаников; 5) значительным вертикальным размахом оруденения; 6) отсутствием видимой пространственной и временной связи с изверженными породами наряду с повышенным содержанием в них ртути, особенно в поздних комплексах раннего (доскладчатого) и орогенного этапов развития; 7) ювенильным происхождением серы рудообразующих сульфидов, отсутствием признаков заимствования рудообразующих элементов из вмещающих пород и участия в рудоотложении вадозных вод; 8) стадийностью рудоотложения, четкими признаками зональности как отложения, так и стадийной; 9) минералообразованием при $t = 290-240^0$ (дорудный кварц), $180-175^0$ (арсенопирито-кварцевая ассоциация), $150 - 100^0$C (основная рудная антимонито-киноварная ассоциация); 10) структурной связью с сурьмяной и полиметаллической минерализацией Веровского рудопроявления и Нагольного кряжа.

Весь этот комплекс признаков приводит к выводу о ювенильном происхождении сурьмяно-ртутного оруденения Никитовского рудного поля, связанного с глубинным разломом, сформировавшегося на средней глубине, при низкой температуре (рудная, продуктивная стадия), на большом расстоянии от рудоносного очага, при активизации тектонического режима в посторогенный этап.

Генетические признаки ртутно-полиметаллического оруденения Бахмутской котловины в немногочисленных работах, посвященных этому новому в Донбассе и слабо изученному рудоносному району, спе-

циально не рассматривались. Структурные особенности рудопроявлений, состав руд, характер околорудных изменений вмещающих пород, явления рудного метасоматоза, данные о стадийности и температурных условиях процесса минералообразования и другие сведения подтверждают принимаемое авторами опубликованных и рукописных работ по этому району заключение об эндогенном гидротермальном генезисе ртутно-полиметаллического оруденения Бахмутской котловины (Ласьков, 1967; Кузнецова и др., 1968; Кирикилица, 1968; Скаржинский, 1968 и др.).

Однако замечены некоторые особенности, в частности структурные, дающие основание для выделения таких месторождений, как Славянское, в особый структурно-морфологический тип - солянокупольный (Поярков, 1962; Ласьков, 1967; Кирикилица, 1968). Это обстоятельство, не говоря о неудачном, с нашей точки зрения, названии типа оруденения, несомненно отражает специфику условий рудообразования в Бахмутской котловине, связанную с историей формирования этого своеобразного, сложного и весьма перспективного района Донецкого бассейна. Бахмутская котловина очень мобильна, фундамент ее сильно раздроблен и представляет собой сложную мозаику блоков, что отразилось в структуре осадочного чехла, образовании брахискладок и куполов. Рудовмещающие рыхлые образования верхней перми и диапировых брекчий здесь весьма проницаемы, а породы верхнего карбона, вмещающие вкрапленные руды, значительно меньше, чем в открытом Донбассе, изменены. Благодаря этим особенностям создавались благоприятные условия для концентрации оруденения в виде неправильных рудных тел, зон и участков вкрапленного или прожилково-вкрапленного оруденения, а не жильных тел с четкими контактами, характерных для плотных, более метаморфизованных вмещающих пород Нагольного кряжа и Никитовки. Эти же особенности обусловили широкое развитие ореолов эпигенетической минерализации. Высокотемпературную ассоциацию по некоторым признакам можно парагенетически связывать со щелочными магматическими породами (альбититом района ст. Бантышево, относящимся по-видимому к раннеорогенной габбро-монцонито-сиенитовой формации), но каких-либо признаков связи ртутно-полиметаллического оруденения Бахмутской котловины с конкретным магматическим комплексом нет. Однако морфологические особенности, минеральный состав, стадийность рудоотложения, характер ореолов эпигенетических изменений вмещающих пород, четкий струк-

турный контроль, особенно в региональном плане, позволяют квалифицировать оруденение Бахмутской котловины как гидротермальное низкотемпературное, *сформировавшееся на глубине от средней до малой*.

Следует отметить, что неоднократная активизация тектонического режима, оживление и приоткрывание разрывных нарушений, доступных для подъема глубинных растворов, проходивших через соленосные толщи девона и перми, могли способствовать регенерации оруденения, хотя, по-видимому, и в несущественном масштабе. Нельзя также исключить вероятности вулканогенной природы рудной минерализации Бахмутской котловины. Хотя признаки вулканической деятельности в этом районе ограничены распространением туфов в отложениях батского яруса (Усенко, Ямниченко, 1952; Гавриш, 1969, и др.), условия локализации указывают на возможную связь оруденения этого района с вулканической деятельностью среднеюрской эпохи. Различие генетических особенностей полиметаллического оруденения Нагольного кряжа и Бахмутской котловины подчеркивается также различием в изотопном составе свинца галенита.

Эндогенные рудные формации Донецкого бассейна

Развитие и успешное применение формационного метода привело к общему признанию формационного анализа как средства познания истории геологического развития структур и регионов и происхождения комплексов горных пород, вулканогенно-осадочных и изверженных. Естественно, что с развитием исследований по выяснению закономерностей размещения полезных ископаемых, формационный метод нашел применение и в металлогеническом анализе.

Распространение формационного метода на изучение рудных месторождений, начало которому у нас в стране было положено работами М.А.Усова (1933) и С.С.Смирнова (1937), стимулировало успешное развитие учения о рудных месторождениях, в частности их систематики (Татаринов, Магакьян, 1949; Магакьян, 1950; Радкевич, 1951, 1956; Захаров, 1953; Матвеенко, 1959; Хрущев, 1959; В.А.Кузнецов, 1964, 1966 и др.). В последнее время формационный метод изучения рудных месторождений все шире применяется и в металлогенических исследованиях (Твалчрелидзе, 1958, 1961; Иванкин и др., 1961; Константинов, 1964, В.А.Кузнецов, 1964, 1966, 1968; Шаталов, 1967, и др.).

Поскольку понятие о рудных формациях в настоящее время не всеми определяется одинаково, укажем, что в дальнейшем термин "рудная формация" используется в понимании В.А.Кузнецова (1964, 1966), Р.М.Константинова (1964) и других геологов, считающих, что это - генетически родственная группа месторождений с близкими по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, образовавшимися в сходных геологических условиях. В составе рудных формаций, называемых по ведущим металлам, выделяются минеральные типы. Эндогенные рудные формации, за исключением некоторых (например, телетермальных), являются производными определенных магматических комплексов или формаций и связаны с ними прямой или парагенетической связью. Группы рудных формаций, генетически связанных с определенными магматическими комплексами, объединяются в рудные комплексы, которые могут представлять собой генетические ряды рудных формаций.

В табл. 12 представлена характеристика эндогенных рудных формаций Донецкого бассейна. К начальному этапу образования структуры Донбасса относится формация железо-титановых руд, связанных с пироксенитами Приазовского комплекса щелочно-ультраосновных и габброидных пород и образовавшихся в процессе дифференциации и кристаллизации щелочно-ультраосновной магмы. Сведений о титано-магнетитовом оруденении в Донецком бассейне недостаточно, однако принадлежность его к указанному формационному типу несомненна. С Волновахско-Еланчикским эффузивным комплексом пространственно связана халькопирито-карбонатная минерализация в виде маломощных прожилков. Формационная принадлежность ее неясна из-за незначительности проявлений и недостатка данных для генетической характеристики. Также мало понятны условия образования повышенной концентрации редких элементов (Nb , Ta, Be). Поэтому выделение редкометальной формации (в частности, бавенитового минерального типа), связанной по некоторым признакам с образованием пород покровско-киреевского щелочного комплекса, пока условно. Однако, по имеющимся данным, можно предполагать наличие на юге Донецкого бассейна железо-титано-редкометального рудного комплекса, связанного со щелочно-ультраосновной - щелочной габброидной формацией начального и раннего этапов развития Донецкой подвижной зоны ($D_2 - D_3$).

Рудные формации орогенной стадии развития подвижной зоны выделяются более определенно. К раннеорогенному этапу относятся ру-

Таблица 12

Эндогенные рудные формации Донецкого бассейна

Этап развития	Геотектонический режим эпохи рудообразования	Магматический комплекс или формации	Рудная формация	Минеральный тип	Характерная минеральная ассоциация	Глубина и условия образования	Способ рудоотложения	Околорудные изменения	Вмещающая порода	Пример (м-ние)
Начальный	Активизация движений платформы, образование разломных структур	Приазовский интрузивный щелочно-ультраосновной габброидный	Железо-титановая магматическая	Титано-магнетитовый	Титаномагнетит, титанавгит, апатит, (оливин, плагиоклаз)	Гипабиссальные высокотемпературные	Кристаллизация из расплава; линзообразные залежи	–	Пироксениты	Покрово-Киреевский массив, Волновахская зона
Ранний	Нисходящие движения, опускание ложа подвижной зоны, вулканизм	Волновахско-Еланчикский щелочно-базальтоидный	?	?	Халькопирит, борнит, пирит, карбонаты	?	Заполнение трещин, мелкие прожилки	Пропилитизация	Основные эффузивные породы	Волновахская зона
Ранний	Восходящие движения, возобновление движений вдоль разломных структур	Покрово-Киреевский щелочной	Редкометальная гидротермальная	?	?	?	Заполнение трещин, пустот, метасоматоз	Фенитизация, карбонатизация	Измененные и метаморфические породы	Покрово-Киреевский массив, Волновахская зона
			Медно-молибденовая пропилитовая апоскарновая, наложенная	Пиритово-халькопиритово-молибденитовый	Пирит, халькопирит, молибденит, халькозин, гематит, хлорит, кальцит, кварц, флюорит	Гипабиссальные средних температур	Заполнение трещин, жилы	Пропилитизация	Скарны, основные эффузивы, докембрийские кристаллические породы	Волновахская зона
Средний раннеороген-ный	Инверсия, формирование складчатой структуры	Южнодонбасский интрузивный, габбро-монцонито-сиенитовая	Золото-мышьяковая гидротермальная (плутоногенная)	Золото-арсенопиритовый	Золото-арсенопирит пирит, (галенит, сфалерит), кварц, анкерит, гидрослюды	Гипабиссальные средних температур	Заполнение трещин, жилы	Окварцевание, карбонатизация, пиритизация, (выражены слабо)	Песчаники, аргиллитовые сланцы	Нагольный кряж (Острый Бугор, Бобриково)
Поздний позднеороген-ный	Усложнение складчатой структуры, активизация разрывных нарушений	Андезито-трахиандезитовая	Золото-полиметаллическая гидротермальная (плутоногенная)	Галенито-сфалеритовый с блеклыми рудами	Галенит, сфалерит, буланжерит, бурнонит, джемсонит, тетраэдрит, халькопирит, золото, кварц, анкерит, гидрослюды.	Гипабиссальные средних и низких температур	Заполнение трещин, метасоматоз, жилы, минерализованные зоны, зоны вкрапленных руд	Окварцевание, карбонатизация, пиритизация, аргиллизация (выражены слабо)	Аргиллитовые сланцы, песчаники	Нагольный кряж (Есауловка Нагольно-Тарасовка и др.), Барило-Крепинское

Продолжение табл.12

Этап развития	Геотектонический режим эпохи рудообразования	Магматический комплекс или формации	Рудная формация	Минеральный тип	Характерная минеральная ассоциация	Глубина и условия образования	Способ рудоотложения	Околорудные изменения	Вмещающая порода	Пример (м-ние)
			Полиметаллическая гидротермальная (плутоногенная)	Галенито-сфалеритохалькопиритовый	Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, кварц, карбонаты	Гипабиссальные средних температур	Заполнение трещин, жильные вкрапленные руды	Пропилитизация, окварцевание	Андезиты, песчаники	Волновахская зона
				Галенито-сфалеритовый	Галенит, сфалерит, барит, кварц, карбонаты	Гипабиссальные средних температур	Заполнение трещин, жилы	Окварцевание, доломитизация	Изверженные породы, известняки, песчаники	Волновахская, Белолуцко-Марковская зоны
			Сурьмяно-ртутная гидротермальная	Киноварный	Киноварь, пирит, марказит, (реальгар), карбонаты, диккит, битумы	Малых глубин, низкотемпературные	Отложение в трещинах, зоны минерализации сложного строения	Карбонатизация, аргиллитизация	Аргиллиты, песчаники	Дружковско-Константиновское
Постороген-ный	*Периодическая активизация платформенного режима*	*Миусский лампрофировый, щелочно-базальтоидная*	Ртутная гидротермальная	Антимонито-киноварный	Киноварь, антимонит, арсенопирит, пирит, галенит, диккит, кварц, карбонаты	Средних глубин низкотемпературные	Отложение в трещинах, зонах трещиноватости, метасоматоз, жилы, линзы, рудные зоны	Аргиллитизация, окварцевание, карбонатизация	Песчаники, аргиллиты	Никитовское рудное поле
				Антимонитовый	Антимонит, пирит, киноварь, кварц, диккит	Средних глубин, низкотемпературные	Отложение в трещинах и зонах смятия	Аргиллитизация, окварцевание	Аргиллиты, песчаники	Веровское
				Киноварный	Киноварь, карбонаты	Средних глубин, низкотемпературные	Отложение в трещинах, заполнение пор, зоны рудной минерализации	Кальцитизация	Доломиты, доломитизированные мышьяки	Восточный карьер, Волновахская зона

Продолжение табл. 12

Этап развития	Геотектонический режим эпохи рудообразований	Магматический комплекс или формации	Рудная формация	Минеральный тип	Характерная минеральная ассоциация	Глубина и условия образования	Способ рудоотложения	Околорудные изменения	Вмещающая порода	Пример (м-ние)
			Ртутно-полиметаллическая гидротермальная	Галенито-сфалеритокиноварный	Киноварь, галенит, сфалерит, пирит, марказит, карбонаты, диккит, флюорит, битумы	Малых глубин, низкотемпературные	Отложение в трещинах, зонах смятия, брекчиях, оруденелые линейные зоны	Карбонатизация, аргиллитизация	Песчано-глинистые породы, диапировая брекчия	Бахмутская котловина (Славянское)
				Галенито-сфалеритовый	Галенит, сфалерит, пирит (киноварь), карбонаты, флюорит, барит, битумы	Средних и малых глубин, средне- и низкотемпературные	Отложение в трещинах и брекчиях, метасоматоз, залежи под экраном, неправильные тела вкрапленных и прожилковых руд	Карбонатизация, пиритизация	Песчано-глинистые породы, песчаники, диапировая брекчия	Бахмутская котловина (Беляевское, Берекское Новодмитриевское и др.).

допроявления медно-молибденовой формации апоскарнового - наложенного (Жариков, 1968) типа, возникшие в связи с процесом пропилитизации. Эти рудопроявления, как и предшествующий им процесс образования скарнов и скарноподобных пород, пространственно и, повидимому, генетически связаны с монцонитами южнодонбасского интрузивного комплекса, относящегося к габбро-монцонито-сиенитовой магматической формации. Не исключена возможность образования сульфидного оруденения апоскарнового типа также в результате позднеорогенных интрузий андезитов (Нечаев, 1959, Лыков, 1960). Второй рудной формацией предположительно раннеорогенного этапа является, как следует из табл. 12, золото-мышьяковая. Хотя проявления оруденения этого формационного типа в Нагольном кряже и не обнаруживают видимой пространственной связи с магматическими породами раннеорогенного южнодонбасского комплекса, данные определения абсолютного возраста указывают на образование рудных жил этой формации в заальскую фазу, которой соответствует раннеорогенный этап развития бассейна. Таким образом, намечается связь с габбро-монцонито-сиенитовой формацией медно-молибденово-золото-мышьякового с подчиненным свинцом и цинком рудного комплекса.

К позднеорогенному андезито-трахиандезитовому комплексу (андезито-трахиандезитовой формации) пространственно тяготеет полиметаллическая рудная формация, рудопроявления которой распространены на юге Донбасса в Волновахской тектонической зоне. Связь эта подтверждается общностью контролирующих структур и автометасоматическим изменением андезитов, сопровождающим оруденение и по характеру минерализации близким к пропилитизации. Вторая рудная формация - золото-полиметаллическая, которую мы также предположительно связываем с позднеорогенным андезито-трахиандезитовым комплексом, выделяется на основании существенных отличий в минеральном и вещественном составе и в структурной позиции от близлежащих рудопроявлений раннеорогенной золото-мышьяковой формации (Нагольный кряж), а также из-за относительно высоких концентраций ртути, что характерно, как указывалось выше, для магматических пород поздних этапов развития магматизма доорогенного (щелочного покрово-киреевского комплекса) и орогенного (андезито-трахиандезитового комплекса) этапов герцинского цикла развития Донецкой подвижной зоны.

Как известно, наиболее трудно выяснима связь с конкретными магматическими комплексами низкотемпературных месторождений таких

летучих элементов, как сурьма и ртуть. В то же время эти металлы часто входят в состав сложных многометальных формаций или минеральных типов (Кузнецов, Оболенский, Васильев, 1966; Кузнецов, 1968). Поэтому при определении формационной принадлежности месторождений и рудопроявлений Донецкого бассейна были приняты во внимание приуроченность месторождений к определенным региональным рудоконтролирующим структурам, признаки генетического родства, зональность и др. Исходя из этих соображений, ртутные руды Дружковско-Константиновского месторождения, сурьмяно-ртутные - Никитовского рудного поля и сурьмяные - Веровского рудопроявления объединены в единую сурьмяно-ртутную рудную формацию с соответствующими минеральными типами (киноварным, антимонито-киноварным и антимонитовым). Месторождения и рудопроявления этой формации четко приурочены к региональному глубинному Осевому разлому, ориентированному согласно простиранию основных крупных элементов складчатости вдоль свода Главной Донецкой антиклинали, рудоотложение в них зональное и стадийное, вмещающие породы песчано-глинистые, а масштаб промышленного оруденения весьма значителен, особенно антимонито-киноварного минерального типа. Достаточно уверенно прослеживается структурная связь с золото-полиметаллической формацией, представленной группой месторождений и рудопроявлений Нагольного кряжа в зоне того же Центрального глубинного разлома. Ртутные рудопроявления в доломитах и доломитизированных известняках Волновахской тектонической зоны (Восточный карьер) в самостоятельную формацию выделены условно, поскольку генетические особенности, вещественный и минеральный состав их недостаточно изучены. Позиция этих рудопроявлений в регионально-структурном плане отличается от предыдущей сурьмяно-ртутной, поскольку они расположены в зоне глубинных краевых разломов, отделяющих палеозойское сооружение Донецкого бассейна от Приазовского блока Украинского щита.

Сложное и недостаточно ясное взаимоотношение ртутного и полиметаллического оруденения в рудопроявлениях Бахмутской котловины не позволяет в настоящее время окончательно выяснить их формационную принадлежность и заставляет предварительно объединять их в единую ртутно-полиметаллическую формацию с галенито-сфалеритокиноварным и галенито-сфалеритовым минеральными типами. Пока неясно, имеем ли мы дело с рудной зональностью, совмещением в пространстве стадий минерализации или разновозрастным оруденением; сложность обстановки усугубляется возможностью регенерации в условиях неоднократной активизации тектонического режима в Бахмутской котловине.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДОНЕЦКОМ БАССЕЙНЕ

Приведенные выше сведения о структуре, магматизме и рудоносности Донбасса определенно свидетельствуют о том, что в размещении эндогенного оруденения в бассейне ведущее значение имеют зоны разрывных нарушений, связанные с разломами фундамента (рис.20, вклейка). Литолого-стратиграфические факторы играют подчиненную роль, имея значение главным образом в пределах рудных полей, месторождений или рудоносных структур. Они влияют на структурно-текстурные особенности оруденения или в той или иной степени определяют морфологические типы рудных тел (в Никитовском рудном поле, Нагольном кряже и Бахмутской котловине).

Рудоносность региональных зон разрывных нарушений, связанных с разломами фундамента бассейна и характеризующихся чертами глубинных разломов, неравнозначна. Это объясняется, очевидно, поведением этих структур на различных этапах развития Донецкой складчатой области, степенью их тектономагматической активизации.

Прежде всего по характеру и *времени проявления* магматической деятельности и эндогенного оруденения выделяется Волновахская рудоносная зона (см. I на рис. 20, где показаны рудные формации: I - железо-титановая магматическая, 2 - медно-молибденовая пропилитовая апоскарновая, 3 - медная гидротермальная(?), 4 - редкометальная, 5 - золото-мышьяковая гидротермальная, 6 - *золото-полиметаллическая* гидротермальная, 7 - полиметаллическая гидротермальная, 8 - сурьмяно-ртутная эпитермальная, 9 - ртутная эпитермальная, I0 - ртутно-полиметаллическая эпитермальная, II- месторождения, I2 - рудопроявления. Этапы развития: I3 - доорогенный, I4 - ранне-

орогенный, I5 - позднеорогенный, I6 - посторогенный. Магматические комплексы: I7 - диабазов солянокупольных структур (D_3), I8 - *приазовский* (D_2), I9 - волновахско-еланчикский (D_{2-3}), 20 - покрово-киреевский (D_3), 2I - южнодонбасский (P_I-P_2), 22 - андезито-трахиандезитовый (P_2-T_I), 23 - миусский (J_2?), 24 - базальт северной части бассейна (Cr - Pg), 25 - докембрийские породы Украинского щита, 26 - граничные известняки свит карбона, 27 - разрывные нарушения в осадочной толще, 28 - разломы фундамента, 29 - рудоносные зоны (I-IУ) и узлы (I-3).

Активный магматизм в Волновахской зоне проявился как на раннем, доскладчатом, так и на орогенном этапе развития прогиба. Здесь есть рудопроявления железо-титановой и редкометальной формаций и медной минерализации неясного формационного типа, образующих рудный комплекс, связанный с породами щелочно-ультраосновной - щелочной базальтоидной магматической формации доорогенного этапа.

На орогенном этапе в пределах зоны образовались рудопроявления медно-молибденовой формации, связанные с южнодонбасским интрузивным комплексом (габбро-монцонито-сиенитовой магматической формацией) раннеорогенной стадии, и полиметаллической гидротермальной формации, генетически связанной с позднеорогенным андезито-трахиандезитовым комплексом.

Наконец, в пределах Волновахской зоны установлены многочисленные проявления ртутной рудной формации, очевидно, посторогенного этапа, не обнаруживающие никаких признаков связи с магматическими породами. Таким образом, Волновахская рудоносная зона, расположенная в западной части региональной южнодонбасской зоны краевого глубинного разлома, была ареной активной магматической деятельности и эндогенного рудообразования на всех этапах герцинского цикла (кроме этапа интенсивного доинверсионного погружения в каменноугольное - раннепермское время) и в платформенный период.

Состав пород магматических комплексов и оруденения, связанного с ними, по мере развития структуры бассейна, на разных этапах существенно менялся. По-видимому, многократная активизация Волновахской зоны и всего южнодонбасского глубинного разлома, и связанные с этим явления магматизма и эндогенной минерализации обусловлены граничным положением этого разлома между мобильной областью Донецкого бассейна и более устойчивым Приазовским блоком Украинского щита.

Особенности структуры коры в южнодонбасской зоне нарушений, помимо наличия уходящего в пределы верхней мантии глубинного разлома, состоят в сложности строения "базальтового" и "гранитного" слоев и относительно пониженным положением поверхности Мохо.

Второй, не менее отчетливо выраженной рудоносной зоной в Донецком бассейне на всем его протяжении является Осевая (П, см. рис. 20), строго совпадающая с Осевым разломом фундамента и системой разрывных нарушений в осадочной толще. В пределах Осевой рудоносной зоны расположены (с юго-востока на северо-запад) рудное поле золото-полиметаллических месторождений Нагольного кряжа, Веровское сурьмяное рудопроявление, Никитовское сурьмяно-ртутное рудное поле, рудопроявления Дружковско-Константиновской антиклинали, Бантышевское, Курульское, Камышевахское, Петровского купола.

Таким образом, в Осевой рудоносной зоне общей протяженностью более 200 км развито гидротермальное золото-полиметаллическое, сурьмяно-ртутное и ртутно-полиметаллическое оруденение, локализованное в наиболее благоприятных структурных условиях в рудных полях или на отдельных участках. На восточном фланге зоны, в Нагольном кряже, сосредоточено оруденение орогенного этапа герцинского цикла, западнее оно представлено более молодыми рудными формациями, по-видимому, связанными с мезозойской активизацией платформенного этапа развития. Осевая рудоносная зона совпадает с региональным Осевым глубинным разломом, уходящим в пределы верхней мантии; поверхность Мохо здесь залегает наиболее глубоко.

Другие рудоносные зоны в Донецком бассейне выражены менее отчетливо. Данные о рудоносности северной части центрального Донбасса указывают на вероятность линейного размещения рудопроявлений Северной антиклинали (Ш, см. рис. 20), тяготеющих к зоне Селезневско-Краснодонского разлома, хотя и расположенных несколько южнее. Недостаток сведений о рудной минерализации этого района не позволяет в настоящее время определенно говорить о каких-либо закономерностях размещения оруденения в Северной антиклинали по простиранию ее оси. Здесь обращает на себя внимание наличие, помимо ртутно-полиметаллической, редкометальной минерализации, представленной, по данным В.А.Жулида, кукеитом.

В отличие от расположенной южнее Осевой рудоносной зоны, (Нагольного кряжа) оруденение Северной антиклинали, по предвари-

тельным данным, возникло на посторогенном, платформенном этапе развития складчатой области бассейна.

В зоне Северной антиклинали под осадочной толщей карбона залегают предположительно рифейские образования, а поверхность Мохо наиболее погружена. Селезневско-Краснодонский разлом фундамента, по данным ГСЗ, проникающий в пределы верхней мантии и выходящий под отложения палеозоя севернее, падает к югу, под Северную антиклиналь.

В западной части бассейна, в Бахмутской котловине, достаточно четко выступает широтная Курульско-Дроновская рудоносная зона (IУ, см. рис. 20), вытянутая вдоль одноименного разлома фундамента; к ней относятся (с востока на запад) рудопроявления Славянской, Новодмитриевской, Курульской и, вероятно, Мечебиловской брахиантиклинальных и солянокупольных структур. В пределах зоны, выделявшейся некоторыми геологами и ранее (Ласьков, 1967), развиты интенсивные рудопроявления ртутно-полиметаллической формации платформенного периода (по-видимому, среднеюрская активизация) и более ранняя высокотемпературная минерализация предположительно раннеорогенной стадии герцинского цикла (титан, редкие земли). Мощность кристаллической коры в районе Бахмутской котловины уменьшена, поверхность Мохо приподнята. Глубинный разлом (Курульско-Дроновский разлом фундамента), выраженный в осадочной толще западным флангом Марьевского надвига, одного из крупнейших в Донбассе, падает к югу, к центру прогиба, причем кристаллический фундамент опущен по этому разлому к югу на 3-4 км.

Кроме линейных рудоносных зон, ориентированных вдоль разломов фундамента и связанных с ними разрывных нарушений в осадочной толще, в Донецком бассейне намечается несколько рудоносных узлов, расположенных у пересечения глубинных разломов различной ориентировки. В настоящее время уверенно выделяют следующие рудоносные узлы.

Покрово-Киреевский (I, см. рис. 20) располагается на пересечении широтного Южнодонбасского глубинного краевого разлома и субмеридиональной Грузско-Еланчикской зоны. Он имеет сложную блоковую структуру, проявления интенсивной магматической деятельности дорогенного и орогенного этапов развития и рудной минерализации железо-титановой, редкометальной и полиметаллической формаций; здесь же находится крупное месторождение плавикового шпата.

Второй, Нагольнянский рудоносный узел (2, см.рис. 20), определяет расположение рудного поля Нагольного кряжа, приуроченного к пересечению субширотного Осевого и субмеридионального Ровеньковского разломов фундамента. Эта особенность структурной позиции Нагольного кряжа, подмеченная многими геологами уже давно, несомненно послужила причиной усложнения структуры Главной антиклинали и развития разрывных нарушений различной ориентировки, контролирующих размещение месторождений и рудопроявлений. Узел характеризуется оруденением орогенного этапа ранней (золото-мышьяковой формации) и поздней (золото-полиметаллической формации) стадий.

Третьим четко выраженным рудоносным узлом является Курульский (3, см.рис. 20) в Бахмутской котловине. Он расположен на пересечении северо-западного Осевого, широтного Курульско-Дроновского и субмеридионального Еленовско-Курульского разломов фундамента и связанных с ними разрывных нарушений осадочной толщи; здесь находятся ртутно-полиметаллические рудопроявления Новодмитриевского, Славянского и Бантышевского участков, относящиеся к посторогенному, платформенному периоду развития структуры бассейна. К этому же узлу приурочены проявления высокотемпературной минерализации, связанные, по-видимому, с раннеорогенной магматической деятельностью.

Таким образом, в рудоносных узлах сосредоточивались и неоднократно возобновлялись процессы рудообразования на различных этапах и стадиях развития бассейна. Однако такое крупное рудное поле как Никитовское или рудопроявление Дружковской антиклинали расположены в пределах Осевой рудоносной зоны вне видимой, установленной связи со структурными узлами пересечения разнонаправленных региональных разломов, хотя здесь и прослеживаются брахиантиклинальные и трещинные осложнения Главной и Дружковско-Константиновской антиклиналей. Вне видимой связи с рудоносными узлами расположены месторождения сурьмяно-ртутной и ртутной рудных формаций, не имеющие каких-либо признаков зависимости от магматических комплексов и образовавшиеся при относительно низкой температуре на завершающем, платформенном этапе развития складчатой области.

Существенное различие состава эндогенного оруденения, его генетических типов и возраста позволяют наметить региональную зональность в пределах складчатой области Донецкого бассейна.

На юге бассейна, в краевой Волновахской рудоносной зоне, рас-

положены соответственно магматические рудопроявления железа и титана, гидротермальные - редких металлов и медные - доорогенного этапа развития, связанные со щелочно-ультраосновной-щелочной базальтоидной магматической формацией среднего - верхнего девона. В этой же зоне представлено оруденение орогенного (медно-молибденовое апоскарновое и полиметаллическое гидротермальное) и посторогенного (ртутное) этапов развития. *Таким образом*, пограничное положение зоны и ее высокая активность обусловили совмещение различных разновозрастных магматических и рудных формаций.

Осевая рудоносная зона по набору рудных формаций и возрастному диапазону оруденения значительно беднее, а из магматических пород к ней приурочены только не выходящие на поверхность раннеорогенные альбититы района ст. Бантышево в Бахмутской котловине и очевидно посторогенные (среднеюрские) лампрофиры *Новопавловки* на западе Нагольного кряжа. Характерное для этой зоны золото-полиметаллическое, ртутно-сурьмяное и ртутно-полиметаллическое оруденение *также относится* к орогенному этапу герцинского цикла и к платформенному периоду развития.

Расположенная севернее, менее четко выраженная рудоносная зона Северной антиклинали исследована недостаточно. Тем не менее, есть факты, подтверждающие постгерцинский возраст ртутно-полиметаллической минерализации этой зоны. К ней же тяготеет единственная пока на севере Донбасса находка изверженной породы - щелочного базальта Краснодонского района , в зоне Урало-Кавказского надвига.

Таким образом, с юга на север в поперечном сечении складчатой области центрального Донбасса рудоносные зоны, где состав и генетические типы оруденения очень разнообразны, сменяются зонами, где постепенно уменьшается число рудных формаций вследствие выпадения относящихся к более ранним этапам. Эта закономерность не относится к ртутному *оруденению посторогенного этапа*, распространенному в пределах всех рудоносных зон, хотя различные соотношения сопутствующих металлов (сурьмы, свинца, цинка) придают ртутным рудным формациям зональность размещения.

Как видно, для центральной части Донецкого бассейна характерна асимметрия в расположении рудоносных зон, как в вещественном, так и в возрастном отношении. Не приходится сомневаться в том, что эта особенность региональной рудоносности *бассейна* пря-

мо связана с историей формирования складчатой области Донбасса и его своеобразием как геоструктуры.

Южнодонбасская краевая зона глубинного разлома, расположенная на границе с Приазовским блоком, в восточной части имевшим в герцинском цикле много общего со срединными массивами геосинклинальных систем, наследовала рифейский (раннепалеозойский?) приразломный прогиб и отличалась повышенной магматической проницаемостью как, по-видимому, в докембрии, так и в палеозое, оставаясь мобильной вплоть до кайнозоя включительно. Выше указывалось, что в складчатой структуре Донбасса нет характерного для геосинклинальных областей центрального поднятия и других структурно-фациальных зон, от которых зависит закономерно зональное, зачастую симметричное, распределение магматизма и эндогенного оруденения. *Эта особенность строения Донецкой складчатой области* отражена и в характере разреза земной коры, в частности в отсутствии сколько-нибудь четко выраженного "корня" - прогиба поверхности Мохо - в центральной части бассейна.

Наряду с асимметричной зональностью наблюдается четко выраженная смена состава и генезиса оруденения по простиранию Осевой рудоносной зоны - своеобразная зональность, отмеченная многими исследователями и специально рассмотренная А.П.Большаковым (1967), Г.М.Утехиным и И.Р.Белоусом (1968). А.П.Большаков объясняет закономерное изменение состава оруденения вдоль Главной антиклинали возрастанием глубины эрозионного среза с запада на восток, от Дружковской антиклинали к Нагольному кряжу. Г.М.Утехин и И.Р.Белоус полагают, что зональность вдоль Главной антиклинали связана с расстоянием от района развития рудоносных позднегерцинских интрузий, ограниченного, по мнению авторов, на западе меридианом западной оконечности Нагольного кряжа, и последовательным развитием рудовмещающих структур. С нашей точки зрения, причина такой *смены состава оруденения кроется прежде всего в том, что полиметаллические* месторождения Нагольного кряжа образовались раньше ртутных Никитовского рудного поля и других, в структурном узле (на пересечении субширотной Осевой и субмеридиональной Ровеньковской зон разломов), в парагенетической связи с позднегерцинским орогенным магматизмом. Сурьмяно-ртутное оруденение является более поздним, в его размещении решающую роль играли продольные субширотные разломы, а различие в соотношений сурьмы и ртути в рудах связано, по-

видимому, с вертикальной зональностью оруденения и глубиной эрозионного среза.

Нужно отметить, что в западной части Донецкого бассейна какие-либо закономерности в размещении рудопроявлений, кроме приуроченности к упомянутым зонам разломов и узлам их пересечения, не установлены. При современном уровне сведений о рудоносности этого района следует лишь обратить внимание на то, что до настоящего времени существенные рудопроявления в Кальмиус-Торецкой котловине неизвестны, в отличие от Бахмутской, где сосредоточены многочисленные рудоносные участки. Это, очевидно, объясняется особенностями строения осадочной толщи в Бахмутской котловине - развитием куполовидных форм и многочисленных структурных узлов, благоприятных для локализации оруденения, и неодинаковой последовательностью территорий - разным объемом специальных поисковых работ на металлы.

Как следует из сказанного выше, известные в настоящее время месторождения и рудопроявления Донецкого бассейна возникли в две металлогенические эпохи - герцинскую и киммерийскую (или раннеальпийскую). Оруденение герцинской эпохи характерно для центральной части бассейна, где процессы рудообразования шли на доорогенном и орогенном этапах развития. В западной части бассейна (в Бахмутской котловине) герцинский рудогенез появился сравнительно слабо и только в раннеорогенную стадию. В киммерийскую металлогеническую эпоху рудообразование проходило как в центральной, так и в западной части бассейна. Для герцинской эпохи характерно относительное разнообразие рудных формаций и генетических типов месторождений и рудопроявлений; киммерийская эпоха представлена, по существу, одним генетическим типом - низкотемпературными гидротермальными месторождениями ртутной, сурьмяно-ртутной и ртутно-полиметаллической рудной формаций. Такая эволюция рудогенеза зависит, очевидно, от изменения структурных условий в пределах земной коры, тектонического режима и характера магматической деятельности. На раннем этапе при растяжении континентальной коры и энергичных вертикальных движениях формировались связанные с глубинными разломами комплексы гипабиссальных и эффузивных щелочно-ультраосновных и щелочных базальтоидных пород, с которыми непосредственно связано титано-магнетитовое, медное и редкометальное оруденение. На орогенном этапе герцинского цикла, в условиях сжатия, в коре воз-

никали промежуточные очаги, где задерживался и контаминировался базальтовый расплав; эти очаги, очевидно, были источниками термальных растворов, которые выносили рудогенные элементы на значительное расстояние, поэтому месторождения и рудопроявления связаны с породами соответствующих магматических комплексов только парагенетически.

Ослабление магмообразования в верхней мантии в мезозое привело к тому, что по расколам в кристаллическом фундаменте и консолидированной осадочной толще к поверхности проникали преимущественно наиболее летучие продукты дегазации мантии с образованием месторождений ртутной и сурьмяно-ртутной формаций, не обнаруживающих признаков связи с магматическими породами и, возможно, вообще не связанных с магмой как таковой. Имеются основания полагать, что изменение состава оруденения во времени зависело от изменения уровня формирования глубинных рудоносных флюидов, дифференциации магматического расплава, интенсивности ассимиляции и контаминации базальтовой исходной магмы веществом коры, и наконец, физико-химических условий в участках рудоотложения. Эндогенное оруденение Донецкого бассейна не содержит, как видим, "сквозных" металлов, образующих рудную минерализацию одного и того же состава в разные металлогенические эпохи, наличие которых является, как известно, основанием для представлений о ведущей роли заимствования рудообразующих элементов из вмещающих пород при эндогенном рудогенезе.

Подходя к попытке рассматривать Донецкий бассейн как металлогеническую провинцию в целом, отметим прежде всего, что в имеющихся в отечественной литературе классификациях Донбасс не упоминается. Причиной этого по-видимому послужила неопределенность его типа как геологической структуры. Донецкий бассейн как металлогеническая провинция не укладывается в классификацию геосинклиналей В.И.Смирнова (1962, 1969), для которых обычны: дифференциация в поперечном сечении на тектонические зоны со своеобразными чертами развития и рудоносности, различие в интесивности магматической деятельности и составе ее продуктов на разных этапах развития и, как общий признак, проявление гранитоидного магматизма и связанного с ним специфического набора рудных формаций. Донбасс существенно отличается от двух типов геосинклиналей - вулканогенного и терригенного, выделенных Г.А.Твалчрелидзе (1966). На раннем этапе развития в бассейне накапливались вулканогенно-осадочные

образования, что в общем приближает его к вулканогенному типу; но эта толща отличается платформенным формационным типом, сравнительно небольшой мощностью и, главное, щелочно-базальтоидным вулканизмом. Спилито-кератофировая (спилито-диабазовая) и гипербазитовая формации, как известно, для Донбасса нехарактерны. На стадии максимального прогибания бассейн имел признаки миогеосинклинали, но отсутствие гранитоидного магматизма наряду с упомянутыми выше особенностями строения и развития не позволяет отнести складчатую область Донецкого бассейна к терригенным геосинклиналям, по Г.А.Твалчрелидзе.

Очевидно, недостаточно обоснованно объединение Донбасса и Таймыра в щелочно-фемическо-сиалический (таймырский) тип металлогенических провинций (Семенов, Старицкий, Шаталов, 1967). Эти провинции отнесены авторами к группе складчатых областей, которые "возникли в пределах древних платформ с чехлом осадочных отложений и умеренно мощным сиалическим слоем" (стр.63).Принципиальное различие между провинциями Таймыра и Донбасса заключается в развитии в пределах первого каледонских спилитовых лав, среднепалеозойских и герцинских гранитоидов и триасовых траппов, т.е. в характере магматической деятельности (Даминова, 1960; Равич, Марков, 1959).

И.Г.Магакьян (1969) упоминает Донецкий бассейн (Никитовское рудное поле) наряду с месторождениями Средней Азии (Хайдаркан, Кадамджай), Кавказа, Закавказья, юго-восточного Китая, Боливии, Мексики в качестве примера стибнито-киноварно-флюоритовой рудной формации, характерной для позднего этапа развития среднеазиатского и кавказско-закавказского типов рудных провинций. По мнению И.Г.Магакьяна, она связана с умеренно кислыми гранитоидами складчатых зон.

Поскольку особенности развития и строения складчатой области Донецкого бассейна существенно отличают ее как от платформенных, так и от геосинклинальных структур, следует кратко остановиться на сравнении с третьим типом структур континентальной земной коры - областями активизации, право на самостоятельность и характеристика которых оживленно обсуждаются (Нагибина, 1963; Масайтис и Старицкий, 1964; Горжевский, Козеренко, 1962,1964; Радкевич, 1965, Хаин, 1965; Белоусов, 1966; Щеглов, 1967, 1968; Горжевский, Козеренко, Фогельман, 1967, и др.). Здесь эта проблема затронута потому, что Доно-Днепровский прогиб образовался, независимо от времени заложе-

ния (рифей или средний палеозой), в связи с активизацией тектонического режима Восточно-Европейской платформы, и этим термином мы широко пользуемся.

Некоторые важные особенности развития и рудоносности Донецкого бассейна сближают его с областями автономной активизации (*Щеглов*, 1968). Это прежде всего заложение прогиба на платформенной стадии развития континентальной коры после длительного господства платформенного тектонического режима; независимость от древних структур фундамента, наложенный характер прогиба; особая роль разрывных нарушений; проявление щелочных основных магм и трещинный, субвулканический характер магматической деятельности; специфические особенности глубинного строения. Металлогения Донецкого бассейна также характеризуется некоторыми признаками, присущими областям автономной активизации, по А.Д.Щеглову, - ведущей рудоконтролирующей ролью разрывных нарушений, определяющих также размещение изверженных пород и образование в связи с этим линейных рудоносных зон; стадийностью процесса рудной минерализации, развитием эпитермального оруденения. Вместе с тем отметим, что разнообразие состава и генетических типов оруденения областей автономной активизации, по А.Д.Щеглову, затрудняет выделение их типоморфных признаков, а отсюда и проведение аналогий с конкретными металлогеническими провинциями.

Как видно, Донецкий бассейн во многом соответствует группе структур, выделяемых А.Д.Щегловым в качестве областей автономной активизации. Однако действительную автономность, независимость явлений активизации платформенного режима, положивших начало формированию Донецкого бассейна и всего Доно-Днепровского прогиба в целом, едва ли можно признать. Рифейская и позднедевонская эпохи были эпохами активизации платформенного режима, как известно, в пределах всей Восточно-Европейской платформы и обрамляющих ее с востока и юга Уральской и Средиземноморской геосинклиналей (Смирнов, 1963; Наливкин, Ронов, Хаин, 1964; Хаин, 1964; Твалчрелидзе, 1964; Черницин, 1967; Богданов, 1968; Муратов, 1969; и др.). Нельзя считать автономными и более поздние явления повышенной тектонической активности прогиба Донбасса в позднем палеозое, к которому относится орогенный этап развития структуры бассейна (заальская и пфальцская фазы герцинского цикла), в средней юре (донецкая фаза) и на рубеже мезозоя и кайнозоя (ларамийская фаза). Связь со Средиземноморским

геосинклинальным поясом определенно прослеживается и в структурном плане, через расположенные восточнее кряж Карпинского и складчатую область Предкавказья (Дубинский, 1963; Гаврин, 1969; Погребнов, 1969, и др.).

Таким образом, анализ данных, характеризующих геологическое строение, историю развития и рудоносность Донецкого бассейна, приводит к выводу о том, что своеобразие его как структуры, связанной с активизацией тектонического режима платформы, и как металлогенической провинции обусловлено его положением между Восточно-Европейской платформой и Средиземноморским геосинклинальным поясом, вследствие чего совмещались особенности строения, развития и рудоносности структур платформенного, геосинклинального типов и активизированных областей.

Решающую роль в формировании прогиба и затем складчатой области Донбасса на всем протяжении его геологической истории играли глубинные разломы, заложенные в коре материкового типа, проникавшие в верхнюю мантию и определявшие характер движений, вулканогенно-осадочных формаций, тектоническое районирование, подкоровое мантийное происхождение исходных магматических расплавов, в значительной мере – рудогенных элементов, рудоносных растворов и региональные закономерности размещения эндогенного оруденения.

ВЫВОДЫ И НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

I. Заложение широтного прогиба на месте складчатого сооружения Донецкого бассейна, проявившееся в образовании глубинных разломов в сводовом поднятии Сарматского щита, произошло в рифее или, что менее вероятно, раннем палеозое. Герцинская складчатая структура бассейна унаследовала первоначальный (байкальский) широтный структурный план лишь в деталях; при формировании Доно-Днепровского прогиба в целом он приобрел запад - северо-западную ориентировку.

2. В поперечном сечении центральная часть складчатой области Донбасса асимметрична. Различие северной и южной частей бассейна отразилось и на его раме; примыкающая к палеозойскому прогибу часть Приазовского блока Украинского щита была более мобильной, чем платформенный склон Воронежского массива, и по некоторым признакам в герцинском цикле соответствовала срединным массивам геосинклинальных систем.

3. Образование системы разрывных нарушений фундамента бассейна определило блоковое его строение. Складчатая структура Донбасса сформировалась в результате сжатия субмеридиональной ориентировки и дифференциальных движений блоков фундамента.

4. Погружение кристаллического фундамента Доно-Днепровского прогиба было связано с растяжением и уменьшением мощности земной коры за счет и "гранитного" и, главным образом, "базальтового" слоя. По мере развития прогиба строение коры в Днепровско-Донецкой впадине, западной и центральной частях Донбасса приобрело существенные различия, в основном в отношении рельефа поверхности Мохо и крутизны падения глубинных разломов. Это отразилось на формиро-

вании структур осадочной толщи прогиба в западной и центральной частях. Консолидация складчатой структуры центральной части бассейна и инверсия тектонического режима сопровождались выравниванием поверхности Мохо. В западной, более мобильной, части бассейна сохранились признаки "корней" гор, очевидно, вследствие более интенсивного проявления альпийских тектонических движений.

5. Расположение герцинских магматических пород в широтной полосе на юге бассейна совпадает с максимальной глубиной залегания фундамента под рифейским (нижнепалеозойскими?) образованиями; строение фундамента здесь особенно неоднородно. Таким образом, герцинская зона повышенной магматической проницаемости юга центральной части бассейна унаследована и связана с мобильностью восточной части Приазовского блока Украинского щита и зоны его сочленения с прогибом бассейна.

6. В отличие от Днепровско-Донецкой впадины и Бахмутской котловины, где девонские магматические породы являются производными толеито-базальтовой магмы (диабазы трапповой формации), на юге центральной части бассейна изверженные породы связаны с щелочно-ультраосновной, оливино-базальтовой или щелочно-базальтоидной магмой, на раннем этапе развития прогиба, в условиях растяжения, имевшей свободный доступ к поверхности, а на орогенном в условиях сжатия, задерживавшейся в промежуточных очагах и подвергавшейся контаминации веществом коры. Магматическая формация раннего этапа типична для устойчивых областей, формации орогенного этапа соответствуют орогенным типам. Гранитоидных магматических формаций в Донбассе нет. Характерной особенностью изверженных пород бассейна является содержание в них ртути, повышенное на один-два порядка по сравнению с породами осадочной толщи.

7. Несмотря на погружение нижнекаменноугольных отложений в область температур около 400-450°С, степень метаморфизма пород весьма незначительна. Пример Донбасса очевидно указывает на то, что без участия ювенильных трансмагматических растворов - продуктов дегазации мантии роль метаморфогенных вод, мобилизованных из осадочных пород, в процессе миграции вещества и эпигенетической рудной минерализации ограничена.

8. В истории развития Донецкого бассейна выделяются три периода - догерцинский, герцинский и мезокайнозойский.

Догерцинскому - рифейскому или раннепалеозойскому - соответ-

ствует накопление в широтном приразломном прогибе вулканогенно-осадочных образований. Более полных сведений об этом периоде нет.

Герцинский период охватывает полный цикл развития подвижной зоны с четко выраженными доорогенным и орогенным этапами. На доорогенном этапе в связи с активизацией платформенного режима происходили энергичные блоковые движения по разломам фундамента и активная магматическая деятельность, о чем свидетельствуют гипабиссальные и эффузивные породы, на юге бассейна щелочно-ультраосновной - щелочной базальтоидной, а на северо-западе - трапповой формаций. Затем произошло погружение ложа прогиба, сопровождавшееся накоплением угленосных и соленосных отложений карбона и нижней перми. На орогенном этапе сформировалась складчатая структура бассейна, в осадочную толщу по разломам внедрились изверженные породы габбро-монцонито-сиенитовой формации в раннеорогенную стадию и андезито-трахиандезитовой - в позднеорогенную.

Платформенный период (мезокайнозойский) характеризовался платформенным режимом с кратковременной активизацией в средней юре и на рубеже позднего мела и палеогена. С активизацией тектонического режима на этом этапе связано образование комплексов лампрофиров и щелочных базальтов.

9. Различие в строении и истории развития западной и центральной частей Донбасса связано, по-видимому, с более полной инверсией тектонического режима и в связи с этим большей степенью консолидации осадочной толщи в центральной части, расположенной на границе Восточно-Европейской платформы и Средиземноморского геосинклинального пояса, и большей мобильностью западной части бассейна в альпийскую эпоху. В то же время инверсия в Донецком бассейне не сопровождалась горообразованием и формированием центрального поднятия.

IO. Образование прогиба Донбасса (и всего Доно-Днепровского прогиба) и главные этапы активизации тектонического режима в его истории связаны с этапами активизации тектонического режима Восточно-Европейской платформы и развитием Средиземноморского геосинклинального пояса. Доно-Днепровский прогиб (Днепровско-Донецкая впадина и Донецкий бассейн) не может иллюстрировать нисходящую линию развития земной коры - от материковой к вторичноокеанической, поскольку мощность ее кристаллической части (фундамента) уменьшалась за счет и "гранитного" и, главным образом, "базальтового" слоев с сохранением трехслойного строения.

II. Рудные месторождения и рудопроявления Донецкого бассейна относятся к раннему - доорогенному и орогенному этапам герцинского цикла и к посторогенному платформенному периоду (Mz-Kz) его развития. Изменение состава и генезиса оруденения во времени связано с изменением условий образования и эволюции рудоносных магматических очагов. Допускается, что наиболее важное в практическом отношении ртутное оруденение в Донецком бассейне не связано с магмой, а является следствием дегазации мантии независимо от магмообразования. В рамках существующих классификаций ртутные месторождения Никитовского рудного поля относятся к эпитермальным или телетермальным.

I2. Главным фактором, контролирующим размещение эндогенного оруденения в Донецком бассейне, является структурный. Оруденение сконцентрировано в границах четко выраженных рудоносных зон, положение которых определяется зонами региональных разрывных нарушений фундамента бассейна; в некоторых случаях на пересечении таких нарушений установлены рудоносные узлы.

I3. В региональном плане в пределах металлогенической провинции Донбасса намечается асимметричная зональность, выраженная различием в генетических типах и составе оруденения в разных рудоносных зонах. Изменение состава оруденения в границах отдельных рудоносных зон (в частности, Осевой) связано с развитием рудной минерализации разного возраста и глубиной эрозионного среза, т.е. вертикальной зональностью в пределах месторождений. Особенностью ртутного оруденения посторогенного (платформенного) этапа развития бассейна является его повсеместное распространение, независимо от региональной зональности.

I4. Особенности строения, развития и рудоносности Донецкого бассейна характеризуют как его своеобразную металлогеническую провинцию, совместившую на различных этапах развития признаки геосинклинальных и платформенных структур и активизированных областей. В этом сказалось положение бассейна на границе смежных Восточно-Европейской платформы и Средиземноморского геосинклинального пояса.

I5. Донецкий бассейн является важнейшей ртутнорудной провинцией, далеко не полностью исследованной и оцененной. Имеются перспективы открытия полиметаллических, золото-полиметаллических и других сульфидных месторождений, парагенетически связанных с герцинскими и мезозойскими комплексами изверженных пород. Развитие

в южной части бассейна пород щелочно-ультраосновной - щелочной базальтоидной формации определяет вероятность промышленного редкоземельного и редкометального оруденения, в частности карбонатитовой группы, и существования месторождений титановых руд, крупные проявления которых известны в массивах пироксенитов Покрово-Киреевского района.

16. Главным региональным критерием при поисках эндогенного оруденения в центральной части бассейна должен быть структурный - наличие охарактеризованных тектонических зон, сопряженных с разломами фундамента, и структурных узлов. В западной части бассейна в связи с большей раздробленностью фундамента и различием в ориентировке разломов следует ожидать менее четкой линейности в размещении оруденения. Необходимо иметь в виду вероятность наличия байкальского, герцинского и более молодого оруденения в кристаллических породах Приазовского блока Украинского щита, герцинского и мезозойского - в пределах примыкающих к Донбассу платформенных склонов Украинского щита и Воронежского массива, где полиметаллическое оруденение уже обнаружено.

Литература

Абаянцев А.С. – Изв. Днепропетр. горн. ин-та, 35, 1958.

Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А. – В кн.: Вопросы металлогении ртути. "Наука", М., 1968.

Айзенверг Д.Е., Конопліна О.Р., Лагутін П.К. – Геол. журнал АН УРСР, 22, в.4, 1962.

Айзенверг Д.Е. и др. – В кн.: Проблемы металлогении Украины. "Наукова думка", К., 1964.

Антонов В.М., Ткач Б.И., Штанченко М.С. – В кн.: Материалы по геологии Донецкого бассейна. "Недра", М., 1968.

Апельцин Ф.Е. – В кн.: Материалы Второго Всесоюзн. петрогр. совещания. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1958.

Апельцин Ф.Р., Гинзбург А.И. – В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. "Наука", М., 1964.

Афанасьев Г.Л., Гоньшакова В.И., Корзун В.П.–Изв. АН СССР, серия геол., 8, 1965.

Багно Г.Ф. – В кн.: Материалы геол. конф. имени Л.И.Лутугина. Луганск, 1964.

Багно Г.Ф., Машир В.Н. – Геол. журнал АН УССР, 29, 1, 1969.

Банковський В.А. – Геол. журнал АН УРСР, 2, в.1, 1935.

Бартницкий Е.Н., Ласьков В.А., Скаржинский В.И. – Геохимия, 7, 1967.

Безбородько Н.И. – ДАН СССР, 3,4, 1936.

Белоконь В.Г. - В кн.: Материалы по геологии Донецкого бассейна. "Недра", М., 1968.

Белоконь В.Г. - В кн.: Материалы по геол. Донецкого бассейна. "Недра", М., 1968.

Белоус И.Р. и др. - ДАН СССР, 174, 5, 1967.

Белоус И.Р., Кирикилица С.И., Руев С.С.- В кн.: Геол. конференция "Степановские чтения". Артемовск, 1967.

Белоус И.Р., Утехин Г.М.,Кирикилица С.И.- Геология рудных месторождений, 3, 1967.

Белоус И.Р. - Геол. журнал АН УССР, 29, 6, 1969.

Белоусов В.В. - Советская геология, 1, 1969.

Белоусов В.В. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма (труды совещания). "Наука", М., 1969.

Беляевский Н.А., Борисов А.А., Вольновский И.С. - Изв. АН СССР, серия геол., 11, 1967.

Бернадская Л.Г. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. Изд-во АН УССР, К., 1961.

Билибин Ю.А. Опыт анализа эндогенной металлогении подвижных поясов на территории СССР. Избр. труды, 2. Изд-во АН СССР, М., 1959.

Богданов А.А. - Советская геология, 9, 1964.

Богданов А.А. - Вестник МГУ (геология), 1, 1968.

Бойчук М.Д., Жиленко Л.А., Кирикилица С.І. - Геол. журнал АН УРСР, 28, 3, 1968.

Большаков А.П., Булкин Г.А. - Геология рудных месторождений, 3, 1963.

Большаков А.П. Особенности минерального состава руд, ореолы рассеяния и генезис Никитовского ртутного месторождения. Автореф. канд. диссерт., Дн-вск, 1965.

Большаков А.П., Белан А.Г. - Геол. журнал АН УССР, 26, в.6, 1966.

Большаков А.П., Кирикилица С.И., Ольяковский Н.Я. - Геология рудных месторождений, 4, 1969.

Бондарчук В.Г. - Геол. журнал АН УРСР, 16, в.2, 1956.

Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР (по геофизич. данным). "Недра", М., 1967.

Бородаевская М.Б., Бородаевский Н.И.- В кн.: Материалы XXI сессии МГК, доклады советских ученых, прикладная геология. Госгеолтехиздат, М., 1960.

Бутурлинов Н.В.-Изв. ВУЗов, геология и разведка, II, 1959.

Бутурлинов Н.В., Куликовский В.К. - Труды Донецк. индустр. ин-та, 37, серия геол., в.2, 1959.

Бутурлинов Н.В., Панов Б.С. - ЗВМО, серия II, ч.88, в.4, 1959.

Бутурлинов Н.В. Посленижнепалеозойская магматическая деятельность в южной части Донецкого бассейна. Автореф. канд. диссерт., К., 1963.

Бутурлинов Н.В., Зарицкий А.И., Стремовский А.М. - Геол. журнал АН УССР, 28, 2, 1968.

Бутурлинов Н.В., Корчемагин В.А. - Геохимия, 5, 1968.

Бутурлинов Н.В., Скаржинский В.И. - ДАН СССР, 193, 1, 1970.

Валеев Р.Н., Клубов В.А., Островский М.И.- Советская геология, 4, 1969.

Верболов С.Е. - Советская геология, II, 1969.

Виноградов В.И. - В кн.: Труды ИГЕМ АН СССР, в.99, 1963.

Виноградов А.П. - Изв. АН СССР, серия геол., II, 1962.

Виноградов А.П. - Геохимия, 3, 1962.

Виноградов А.П. - В кн.: Химия земной коры, 2. "Наука", М., 1964.

Виноградов А.П., Ярошевский А.А. - Геохимия, 7, 1965.

Вольфсон Ф.И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Воробьева О.А. - В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии, 2. "Наука", М., 1969.

Гаврish В.К. Глубинные структуры и методы их изучения. "Наукова думка", К., 1969.

Гапеева Г.М. - В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. - Геотектоника, I, 1965.

Гаркаленко Н.А., Бородулин М.И. - В кн.: Ш геол. конференций "Лутугинские чтения". Луганск, 1969.

Гладышевская Н.Н. и др.-ДАН СССР, 169, 3, 1966.

Гнатенко Г.І., Кузнецова С.В., Скаржинський В.І. - ДАН УРСР, серія Б, II, 1969.

Головченко Н.Г. - Вестник Львовск. ун-та, серия геол., в.4, 1966.

Гоньшакова В.И. и др. - Изв. АН СССР, серия геол., 10, 1967.

Гоньшакова В.И., Корзун В.П. - В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Материалы МГК, XXIII сессия, доклады сов. геологов, пробл. I. "Наука", М., 1968.

Гоньшакова В.И. и др. - Изв. АН СССР, серия геол., 9, 1968.

Гоньшакова В.И., Егоров Л.С. Петрогеохимические особенности ультраосновных - щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции (сев.-зап. часть Сибирской платформы). "Наука", М., 1968.

Горжевский Д.И. - Изв. ВУЗов, геология и разведка, I, 1960.

Горжевский Д.И., Козеренко В.Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. "Недра", М., 1965.

Горовой А.Ф. - ДАН УРСР, серія Б, 4, 1964.

Горовой А.Ф., Кирикилиця С.І. - ДАН УРСР, серія Б, 6, 1967.

Горшков Г.С. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. "Наука", М., 1969.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. - В кн.: Петрология верхней мантии. "Мир", М., 1968.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. - В кн.: Петрология верхней мантии. "Мир", М., 1968.

Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. "Недра", М., 1967.

Демиденко Ю.Б. и др. - В кн.: Геофизический сборник, в. 5 (7). "Наукова думка", К., 1963.

Демидова Н.Г. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, 7, "Наука", М., 1964.

Дзоценидзе Г.С., Твалчрелидзе Г.А. - Советская геология, 9, 1967.

Добрянский А.М. Структура Горловской антиклинали Донецкого кряжа. Автореф. канд. диссерт., К., 1965.

Добрянський А.М. - ДАН УРСР, серія Б, 7, 1967.

Древин А.Я., Зарицкий А.И. - ДАН СССР, 181, 1, 1960.

Дубинский А.Я., Дюков А.И. - Советская геология, 5, 1964.

Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Протерозойский интрузивный комплекс восточного Приазовья. "Наука", М., 1965.

Жариков В.А. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. "Наука", М., 1968.

Жулид В.А. - В кн.: Полезные ископаемые Украины. "Наукова думка", К., 1966.

Жулид В.А. и др. - ДАН СССР, 177, 2, 1967.

Зарицкий А.П., Стремовский А.П., Юрченко Е.Ф. - Геол. журнал АН УССР, 25, 6, 1965.

Зарицкий А.И. Условия формирования и закономерности размещения флюоритовых месторождений в восточном Приазовье. Автореф. канд. диссерт., Дн-ск, 1968.

Захаров Е.Е., Королев Н.И. Структура рудного поля, минеральный состав и генезис Никитовского месторождения в Донбассе. Изд-во АН СССР, М.-Л., 1940.

Захаров Е.Е. - Изв. АН СССР, серия геол., 5, 1953.

Иванкин П.Ф., Иншин П.В., Кузебный В.С. Рудные формации Рудного Алтая. Изд-во КазССР, Алма-Ата, 1961.

Иванов А.П., Сиденко О.Г. - В кн.: Ш геол. конференция "Лутугинские чтения". Луганск, 1969.

Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. "Мир", М., 1965.

Карасик М.А. Послемагматические рудные поля и их классификация. Изд-во АН УССР, К., 1963.

Карасик М.А., Большаков А.П., Булкин Г.А. Советская геология, 10, 1964.

Кармазин П.С. - Геол.журнал АН УССР, 29, 5, 1969.

Кармазин П.С., Майданович І.О. - ДАН УРСР, серія Б, 9, 1969.

Карпова Е.Д. - Советская геология, 8, 1959.

Кирикилица С.И. Геологическое строение и методика разведки скрытых ртутных месторождений Никитовского типа. Автореф. канд. диссерт., Донецк, 1968.

Кирикилица С.И. Опыт разведки скрытых ртутных месторождений в Донбассе, МГ УССР, К., 1969.

Колесник В.Я. - Геол. журнал АН УССР, 29, 6, 1969.

Колтун Л.Н., Головченко Н.Г. - В кн.: Минералог. об. Львовск. геол. об-ва, 16, в.2, 1962.

Константинов Р.М. - В кн.: Проблемы металлогении. "Наука", М., 1964.

Коптев-Дворников В.С., Руб М.Г. - В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии, 2. "Наука", М., 1969.

Коржинский Д.С. - В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Материалы XXIII сессии МГК, доклады советских геологов. "Наука", М., 1968.

Котляр В.Н. - Советская геология, 11, 1967.

Краускопф К. - В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, в.3. "Мир", М., 1966.

Кузнецов В.А. - В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. "Наука", М., 1966.

Кузнецов В.А. - В кн.: Вопросы металлогении ртути. "Наука", М., 1968.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", М., 1964.

Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. (Труды совещания.) "Наука", М., 1969.

Кузнецова С.В., Скаржинский В.И. - ДАН СССР, 170, 6, 1966.

Кузнецова С.В. - В кн.: Полезные ископаемые Украины. "Наукова думка", К., 1966.

Кузнецова С.В. и др. - Геол. журнал АН УССР, 28, 4, 1968.

Кузнецова С.В., Скаржинский В.И. - Минералог. об. Львовск. геол. об-ва, 22, в.3, 1968.

Куликовский В.К., Бутурлинов Н.В. - В кн.: Геология угля и горючих сланцев СССР, I. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Кухаренко А.А. - ЗВМО, ч.87, 3, 1958.

Лазаренко Е.К. - В кн.: Труды Воронежского ун-та, II, 2, 1939.

Лапинская Т.Н. Кристаллический фундамент Волго-Уральской области. Автореф. докт. диссерт., М., 1966.

Ласьков В.А. - В кн.: Принципы и методы составления металлогенических и прогнозных карт. "Недра", М., 1966.

Ласьков В.А. - В кн.: Геол. конференция "Степановские чтения". Артемовск, 1967.

Лебедев А.П. - Геохимия, 8, 1965.

Лебедев Т.С., Собакарь Г.С. Тектоника северо-восточного Приазовья. Изд-во АН УССР, К., 1962.

Лебединский В.И. - ДАН СССР, 174, 3, 1967.

Левенштейн М.Л. - Изв. АН СССР, серия геол., 4, 1959.

Левенштейн М.Л., Соколов В.А. - В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, I. Гостоптехиздат, М., 1963.

Левенштейн М.Л. Закономерности метаморфизма углей Донецкого бассейна. Автореф. канд. диссерт., К., 1966.

Левенштейн М.Л. - В кн.: Геол. конференция "Степановские чтения". Артемовск, 1967.

Левенштейн М.Л., Белоус И.Р., Кириклица И.С. - Советская геология, 3, 1969.

Лучицкий И.В. - *В кн.: Материалы XXIII сессии МГК*, доклады советских геологов, вулканизм и тектогенез, 1968.

Лыков А.И. - В кн.: Труды Ин-та минер. ресурсов АН УССР, в.2, 1960.

Магакьян И.Г. - ЗВМО, ч.79, 4, 1950.

Магакьян И.Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. "Недра", М., 1969.

Магницкий В.А. - Изв. АН СССР, серия геол., II, 1964.

Майданович И.А. - Геол. сборник Львовск. геол. об-ва, II, 1968.

Макухіна Г.О. Петрографія дайково-ефузивного комплексу Південно-Західного Донбасу. Вид-во АН УРСР, К., 1961.

Масайтис В.Л. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. "Наука", М., 1969.

Машир В.Н. Геология, свинцово-цинковая минерализация и околорудные изменения пород Белолуцко-Марковского района в северном Донбассе. Автореф. канд. диссерт., Ростов-на-Дону, 1967.

Машир В.Н. - В кн.: Материалы по геологии Донецкого бассейна. "Недра", М., 1968.

Мирчник М.Ф. и др. - *В кн.: Молодые платформы.* "Наука", М., 1965.

Муратов М.В. - Геотектоника, 2, 1969.

Набоко С.И. - *В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций.* "Недра", М., 1965.

Назаренко Д.П. - ДАН СССР, 33, 4, 1939.

Наливкин В.Д., Ронов А.Б., Хаин В.Е. (ред.) История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. "Недра", М., 1964.

Науменко В.В., Коптюх Ю.М. - Геол. журнал АН УССР, 28, I, 1968.

Нестеренко Л.П. - ДАН СССР, 100, 25, 1955.

Нечаев С.В.-Геол. журнал АН УРСР, 19, в.3, 1959.

Никольский И.Л. Геология ртутных месторождений Центрального района Донецкого бассейна. Изд-во Донецкого индустр. ин-та, Донецк, 1959.

Никольский И.Л. - ДАН СССР, 158, I, 1964.

Никольский И.Л., Бутурлинов Н.В. - ДАН СССР, 163, 4, 1965.

Новикова А.С. - В кн.: XXIII сессия МГК, доклады советских геологов, вулканизм и тектогенез, 1968.

Новикова А.С. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. "Наука", М., 1969.

Овейси Н.А. Катагенез и протометаморфизм глинистых сланцев среднекаменноугольных отложений Донбасса. Автореф. канд. диссерт., К., 1968.

Овчинников Л.Н. - В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, 2. Прага, 1965.

Овчинников Л.Н. - *В кн.: Генезис эндогенных рудных* месторождений. "Недра", М., 1968.

Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х. - Литология и полезные ископаемые, 3, 1966.

Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х. - В кн.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. "Наука", М., 1966.

Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х., Виноградов В.И. - В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. "Наука", М., 1967.

Ольховский Н.Я., Оболенцев А.В., Величко З.П. - В кн.: Геол. конференция "Степановские чтения", Артемовск, 1967.

Панов Б.С. - ЗВМО, серия 2, ч.36, в.3, 1957.

Панов Б.С. - Минералог. сб. Львовск. ун-та, в.1, 21, 1967.

Пейве А.В. - Геотектоника, 1, 1965.

Пейве А.В. - Геотектоника, 5, 1967.

Погребнов Н.И. Структурно-корреляционные комплексы, региональная тектоника и перспективная оценка горючих ископаемых восточной части Большого Донбасса и сопредельных территорий. М., 1969.

Попов В.С. - В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, I. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Попов В.С. Геологическое строение и промышленная угленосность Донецкого бассейна (в рамках Большого Донбасса). Изд-во АН СССР, К., 1964.

Поярков В.Э. - Вестник АН КазССР, 2, 1966.

Пущаровский Ю.М. - Геотектоника, 1, 1969.

Равич М.Г., Марков Н.Н. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, 2. Изд-во АН СССР, М., 1959.

Радкевич Е.А. - В кн.: Вопросы металлогении. "Недра", М., 1965.

Радкевич Е.А. - В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. "Наука", М., 1966.

Рассел Р., Фаркуар Р. Изотопы свинца в геологии. ИЛ, М., 1962.

Рингвуд А.З., Грин Д.Х. - В кн.: Петрология верхней мантии. " Мир", М., 1968.

Ротай А.П. - В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, I. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Рябчиков И.Д. - В кн.: Геология минеральных месторождений, петрология и минералогия, 2. "Наука", М., 1969.

Сауков А.А. - В кн.: Труды ИГЕМ, в.46, 1962.

Свешникова Е.В. - Изв. АН СССР, серия геол., 9, 1966.

Семененко Н.П. - В кн.: Материалы научн. сессии по металлогении. Алма-Ата, 1958.

Семененко М.П., Царовський І.Д. - Геол. журнал АН УРСР, 19, 6, 1959.

Семененко Н.П. - В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон, I. Изд-во АН УССР, К., 1960.

Семененко М.П. та ін. - ДАН УРСР, серія Б, 9, 1969.

Семенов А.И., Старицкий Ю.Г., Шаталов Е.Т. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, 8. "Наука", М., 1967.

Сиденко О.Г. - В кн.: Материалы по геологии Донецкого бассейна. "Недра", М., 1968.

Скаржинський В.І. - Геол.журнал АН УРСР, 25, 6, 1965.

Скаржинский В.И. - Геол. журнал АН УССР, 28, 5, 1968.

Скаржинский В.И. - ДАН СССР, 186, I, 1969.

Смирнов В.И., Рыженко Л.М. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, I. Изд-во АН СССР, М., 1958.

Смирнов В.И. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Смирнов В.И. Проблемы эндогенной металлогении IУ чтения им. В.И.Вернадского. "Наука", М., 1965.

Смирнов В.И. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, 8. "Наука", М., 1967.

Смирнов В.И. - Изв. АН СССР, серия геол. 3, 1969.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых, 2-е изд. "Недра", М., 1969.

Смирнов С.С. - Изв. АН СССР, серия геол., 5, 1937.

Соболев В.С. - Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва, 6, 1952.

Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Павленкова Н.И. - В кн.: Глубинное строение Кавказа. "Наука", М., 1966.

Соллогуб В.Б. и др. – *В кн.: Геофизический сборник*, в. 15. "Наукова думка", К., 1966.

Соллогуб В.Б. – В кн.: Геофизические исследования строения земной коры юго-восточной Европы, 5. "Наука", М., 1967.

Соллогуб В.Б. – В кн.: Геофизический сборник, в.30. "Наукова думка", К., 1969.

Старик И.Е. Ядерная геохронология. Изд-во АН СССР, 1961.

Стовас М.В. – ДАН СССР, 135, 1, 1960.

Стовас М.В. Опыт математического анализа тектонических процессов, вызываемых изменениями фигуры Земли. Автореф. докт. диссерт., Л., 1961.

Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Мантия Земли и тектогенез. "Наукова думка", К., 1968.

Татаринов П.М., Магакъян И.Г. – ЗВМО, ч. 78, в. 3, 1949.

Твалчрелидзе Г.А. – *В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых*, 7. "Наука", М., 1964.

Твалчрелидзе Г.А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). "Недра", 1966.

Твалчрелидзе Г.А. – В кн.: Материалы XXIII сессии МГК, доклады советских геологов, эндогенные рудные месторождения. "Наука", М., 1968.

Терентьев Е.В. – Советская геология, 3, 1967.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, М., 1961.

Ткач Б.И. Геол. журнал АН УРСР, 28. в.6, 1963.

Токовенко В.С. – В кн.: Полезные ископаемые Украины. "Наукова думка", К., 1966.

Токовенко В.С. Тектонофизические условия формирования Никитовских купольных структур и ртутное оруденение Донецкого бассейна. Автореф. канд. диссерт., К., 1968.

Тугаринов А.И. Геологу – о методах определения абсолютного возраста горных пород. Госгеолтехиздат, М., 1961.

Тугаринов А.И. – В кн.: Химия земной коры, 1. Изд-во АН СССР, М., 1963.

Уайт Д. – В кн.: Проблемы рудных месторождений, ИЛ, М., 1958.

У с е н к о И.С. - В кн.: Геология СССР, 5. Госгеолтехиздат, М., 1958.

У с е н к о И.С., Я м н и ч е н к о И.М. - В кн.: Геология СССР, 5. Госгеолтехиздат, М., 1958.

У с п е н с к и й Н.Ю. - В кн.: Молодые платформы. "Наука", М., 1965.

У т е х и н Г.М., Б е л о у с И.Р. - ЗВМО, II серия, ч.95, в.6, 1966.

У т е х и н Г.М., Б е л о у с И.Р. - ЗВМО, 2-я серия, ч.98, в.4, 1969.

Ф а в о р с к а я М.А. Связь магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. "Недра", М., 1969.

Ф е д о р ч у к В.П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. "Недра", М., 1964.

Ф е д о р ч у к В.П. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений, "Недра", М., 1968.

Х а и н В.Е. - Советская геология, 6, 1964.

Х а и н В.Е. - Советская геология, 7, 1965.

Х а и н В.Е. - Вестник МГУ, серия IУ, геология, I, 1968.

Х а м р а б а е в И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Изд-во ФАН УзССР . Ташкент, 1969.

Х е р а с к о в Н.П. Тектоника и формации. "Наука", М., 1967.

Ц а р о в с к и й И.Д. - В кн.: Геохронология докембрия Украины. "Наукова думка", К., 1965.

Ч е б а н е н к о І.І. Розломна тектоніка України. "Наукова думка", К., 1966.

Ч е к у н о в А.В. - Геотектоника, 3, 1967.

Ч е к у н о в А.В. - Геол. журнал АН УССР, 27, в.5, 1967.

Ч е к у н о в А.В. - Геофиз. сб. АН УССР, в.26, "Наукова думка", К., 1968.

Ч е р н и ц ы н В.Б., С а х а ц к и й И.И. - Изв. ВУЗов, *геология и разведка*, 2, 1961.

Ч е р н и ц ы н В.Б. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. "Наука", М., 1967.

Ч и р в и н с к а я М.В. Глубинное строение Днепровско-Донецкой впадины по данным геофизических исследований. Автореф. канд. диссерт. М., 1963.

Чирвинская М.В. – В кн.: *Вопросы тектоники древних платформ*. "Наука", М., 1963.

Шамаев М.І. – ДАН УРСР, серія Б, 6, 1964.

Шаталов Е.Т. и др. Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. "Недра", М., 1965.

Шаталов Е.Т. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, 8. "Наука", М., 1967.

Шатский Н.С. – БМОИП, 15(4), 1937.

Шатский Н.С. – Изв. АН СССР, серия геол., 6, 1946.

Шейнманн Ю.М., Алельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. Геология месторождений редких элементов (серия), в.12-13. Госгеолтехиздат, М., 1961.

Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. "Недра", М., 1968.

Шипулин Ф.К. – В кн.: Вопросы геологии Азии. Изд-во АН СССР, М., 1955.

Шипулин Ф.К. – В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом. "Недра", М., 1965.

Широков А.З. – Изв. Днепропетр. горн. ин-та, 23, 1955.

Широков А.З. – *Изв. Днепропетр. горн. ин-та*, 25 (геология м-ний), 1958.

Широков О.З., Алимов Д.Ф. – Геол. журнал АН УРСР, 23, в.5, 1963.

Шнейдерхен Г. – В кн.: Рудные регенерированные месторождения. ИЛ, М., 1957.

Штанченко М.С., Сиденко О.Г. – В кн.: Материалы по геологии Донецкого бассейна. "Недра", М., 1968.

Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. "Недра", М., 1968.

Щерба Г.Н. – Геология и геофизика, 5, 1965.

Эйнор О.Л. – Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 5-6, 1958.

Юрк Ю.Ю. – Геол. журнал АН УРСР, 4, в.1, 1937.

Юшко С.А. – Труды МГРИ, 22, 1948.

Яжин А.Л. Геологическое строение и некоторые вопросы минерализации Нагольного кряжа. Труды ИГН АН СССР, в.65, серия руди. м-ний (I4). Изд-во АН СССР, М., I952.

Яковлев Г.Ф. - Вестник МГУ, серия IУ, геология, I, I968.

Яншин А.Л. - БМОИП, отд. геол., II, 5, I965.

Яншин А.Л. Тектоника Евразии. "Наука", М., I967.

Ярошевский А.А. - В кн.: Химия земной коры, 2. "Наука", М., I964.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3
Обзор металлогенических исследований Донецкого бассейна .. 5
Геологическое строение Донецкого бассейна..... 9
Тектоника..... 13
О глубинном строении Донбасса 23
Структура фундамента и тектоническое районирование Донбасса..... 26
Магматизм 42
О происхождении магматических пород Донецкого бассейна. 60
Магматические формации Донбасса 64
О метаморфизме пород Донецкого бассейна..... 70
История геологического развития Донецкого бассейна..... 74
О развитии глубинной структуры Донбасса 87
Рудоносность Донецкого бассейна 96
Нагольный кряж 96
Веровское ртутно-сурьмяное рудопроявление 104
Никитовское рудное поле 106
Ртутное оруденение Дружковско-Константиновской антиклинали..... 120
Рудопроявления Северной антиклинали и северной зоны мелких складок и надвигов..... 124
Рудопроявления южной части Донбасса 130
Рудопроявления Волновахской тектонической зоны..... 132
Рудопроявления Бахмутской котловины..... 137
Рудопроявления Старобельско-Миллеровской моноклинали... 147

Некоторые вопросы генезиса оруденения Донецкого бассейна..... 149
Эндогенные рудные формации Донецкого бассейна..... 162
Закономерности размещения эндогенного оруденения в Донецком бассейне..... 171
Выводы и некоторые практические рекомендации..... 183
Литература..... 188

Скаржинский Всеволод Игоревич

ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Печатается по постановлению ученого совета
Института геохимии и физики минералов АН УССР



Редакторы Т.З.Сардак, Т.И.Селезнева
Художественный редактор Е.И.Муштенко
Оформление художника Б.Н.Жеребцова
Технический редактор И.М.Баяджиева
Корректор Л.И.Пузанкова

Сдано в набор 13.XII.1971 г. Подписано в печать 25.XII 72 г.
БФ 08365. Зак. № 53 . Изд. № 308. Тираж 500. Бумага № 2.
Формат бумаги 60 x 84 1/16. Печ.физ.лист.12,75 + вкл.0,25.
Усл.печ. л. 12,09. Уч.-изд. л. 12,5. Цена 1 руб. 26 коп.
Издательство "Наукова думка". Киев,Репина,3.
Киевская книжная типография научной книги Республиканского производственного объединения "Полиграфкнига" Госкомиздата УССР.
Киев,Репина,4.

557

1 руб. 26 коп.

«НАУКОВА ДУМКА»