

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК КАВКАЗА

(объяснительная записка — отчет по теме 10.4 проблемы 10 СЭВ «Составление металлогенической карты и металлогеническое районирование Карпато-Балканской и Кавказской зон в масштабе 1 : 1 000 000)

Делегация СССР в Постоянной комиссии СЭВ по геологии

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК КАВКАЗА

3082
(объяснительная записка - отчет по теме Ю.4 проблемы
Ю СЭВ "Составление металлогенической карты и металло-
геническое районирование Карпато-Балканской и Кавказской
зон в масштабе 1:1000000)

Москва

1978



Авторский коллектив: Г.А.Твалчредидзе, Р.Г.Кофман, В.К.Надарейшвили (Кавказский институт минерального сырья); А.В.Нетреба, В.Б.Черницын, В.Д.Полумисков, Ю.И.Алексеев (Северо-Кавказское территориальное геологическое управление); В.В.Панцулая, В.А.Орлик (Грузинское производственное геологическое управление); А.А.Гюрджян, П.М.Бартиян (Управление геологии Совета Министров Армянской ССР); М.А.Агасиев, А.А.Мамедов, Т.Г.Гаджиев (Управление Совета Министров Азербайджанской ССР по геологии).

Редактор: Р.Г.Кофман (Кавказский институт минерального сырья)

Главный редактор: Г.А.Твалчредидзе

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
Общие сведения о Кавказе	8
Основные принятые понятия	15
Методика составления металлогенической карты	23
Краткая тектоническая характеристика Кавказа	28
Схема металлогении Кавказа	35
Металлогеническое районирование Кавказа	49
Досреднедевонские металлогенические зоны	53
Герцинские металлогенические зоны	56
Киммерийские металлогенические зоны	64
Альпийские металлогенические зоны	71
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	89
ЛИТЕРАТУРА	118

В В Е Д Е Н И Е

Проблема IO СЭВ "Геология и металлогения Карпато-Балканской и Кавказской зон" разрабатывалась в рамках Постоянной Комиссии СЭВ по геологии в течение 1971-75 гг. Эта проблема включала 4 темы, предусматривающих составление по обоим крупным регионам следующих карт: 1) тектонической (страна-координатор ЧССР), 2) геологических формаций (ПНР), 3) рудных формаций (СССР), 4) металлогенических (НРБ). К каждой карте представляется очерк, представляющий собой отчет по соответствующей теме и одновременно объяснительную записку к карте. Помимо этого предусмотрено составление и опубликование результирующего отчета на тему: "Сравнительная металлогеническая характеристика Карпато-Балканской и Кавказской областей". Эта монографическая работа будет написана совместно болгарскими и советскими специалистами и в течение 1978 г. издана в НРБ. Настоящий краткий очерк представляет собой отчет по теме IO.4СЭВ и относится только к Кавказу. Аналогичный отчет по Карпато-Балканскому региону составлен в НРБ и вскоре выйдет из печати.

В основу работ по теме IO.4СЭВ положены единые: программа, методика и легенда, неоднократно обсуждавшиеся на совещаниях специалистов стран-участниц работ по теме (НРБ, ВНР, ПНР, СРР, СССР, ЧССР и представители СФРЮ). Такие совещания состоялись впервые в НРБ (г.София, февраль-март 1972 г.), поскольку эта страна явилась инициатором и координатором работ по проблеме, в СССР (г.Тбилиси, май 1973 г.), в ПНР (г.Краков, июнь 1974 г.), в НРБ (г.София, ноябрь 1975 г.). Помимо обсуждения методических вопросов на совещаниях зачитывались доклады по научным проблемам, имела место плодотворная дискуссия, а также осматривались

наиболее характерные месторождения полезных ископаемых отдельных стран. Этому последнему вопросу была посвящена и специальная экскурсия, состоявшаяся в октябре 1974 г. Ее участники вначале осмотрели ряд месторождений Западных Карпат на территории ЧССР, затем переехали в ВНР, оттуда - в СФРЮ и завершили экскурсию осмотром месторождений НРБ. За время экскурсии состоялась интересная полемика по вопросам связи оруденения с магматизмом, его возраста, генезиса и перспектив.

Таким образом, в течение работ над проблемой Ю.СЭВ были созданы все возможности для установления тесных творческих контактов между специалистами стран-участниц, для создания общепринятых научных принципов и методов исследования и для публикации в конечном итоге четырех комплексов карт двух сложно геологически построенных регионов, охватывающих территории семи социалистических стран.

Головной организацией работ по данной проблеме на территории Кавказа явился Кавказский институт минерального сырья Министерства геологии СССР. Здесь были разработаны программы, методики и легенды по всем темам, кроме темы Ю.І СЭВ, работы по которой протекали в Геологическом институте АН ГССР в рамках Всесоюзного Тектонического комитета. В КИМСе окончательно оформлены карты геологических формаций, рудных формаций и металлогеническая Кавказа в масштабе 1 : 1 000 000, так же текстовые отчеты по трем соответствующим темам. Помимо этого КИМС, наравне с Геологическим институтом АН Болгарии, участвует в составлении монографии "Сравнительная металлогеническая характеристика Карпато-Балканской и Кавказской областей".

Поскольку одному КИМСу был не под силу сбор фактического материала по всему Кавказу, необходимого для составления ука-

занных трех карт, то соответствующим приказом Мингео СССР четырем геологическим управлениям Кавказа было включено в планы тематических экспедиций, составление трех карт и объяснительных записок к ним по территориям Северного Кавказа, Грузии, Армении и Азербайджана. Эти материалы были подготовлены авторскими коллективами отдельных управлений геологии. Так, по Северному Кавказу металлогеническая карта и обширная записка к ней представлены коллективом в составе А.В.Нетреба, В.Б.Черницын, В.Д.Полумисков, Ю.И.Алексеев. Эти материалы нашли использование как при составлении карты, так и настоящего очерка. По Грузии карта составлена В.В.Панцулая и В.А.Орлик; записка отсутствует. По Армении карту составили А.А.Гюрджян и П.М.Бартикян, а краткую записку написал Э.Х.Гуля. Карту по территории Азербайджана представили М.А.Агасиев, А.А.Мамедов и Т.Г.Гаджиев; записки не было написано.

Металлогеническая карта Кавказа по отмеченным материалам была в первом варианте составлена Р.Г.Кофман и В.К.Надарейшвили под общей редакцией Г.А.Твалчрелидзе. В составлении окончательного варианта, где учтены замечания и требования картфабрики участвовала преимущественно одна Р.Г.Кофман. Настоящий металлогенический очерк написан Г.А.Твалчрелидзе. Таким образом, данная работа является коллективной и КИМСом осуществлено ее научное и методическое руководство, а также оформление карт и составление текстов трех отчетов.

Металлогенический очерк Кавказа в настоящем его изложении представляет синтез достаточно многочисленных исследований, предпринятых в этом направлении, начиная с 30-ых годов и особенно обильных, опубликованных в настоящее время. Тектоническая основа заимствована из карты, составленной в исполнение

темы 10.1 СЭВ. Формационная нагрузка металлогенической карты соответствует разработанной для карты геологических формаций (тема 10.2СЭВ), а рудная — для карты рудных формаций (тема 10.3СЭВ). Все это служит свидетельством того, что в данном случае мы имеем дело с единым комплектом карт, составленных по единым признакам с общей целью, каковой служит прогнозная оценка территории Кавказа на главнейшие полезные ископаемые. Насколько это авторам удалось покажут дальнейшие исследования в области региональной металлогении, определенным этапом которых, по-видимому, следует считать предлагаемую скромную работу.

В географическом отношении Кавказ представляет собой обширную горную страну, занимающую площадь между Черным и Азовским морями на западе и Каспийским морем на востоке (Паффенгольц, 1959). Северной границей Кавказа считают долины рр. Западный и Восточный Маньч, а южной – государственную границу СССР с Турцией и Ираном, протягивающуюся от Черного моря до Каспийского. Кавказ делится на две части – Северный Кавказ (с Предкавказьем) и Закавказье, граница между которыми проводится по водораздельному гребню Главного хребта и по р. Псоу (западная граница Абхазской АССР) на Черноморском побережье.

Северный Кавказ входит в пределы РСФСР; здесь расположены: Краснодарский край, Ставропольский край, часть Ростовской области, Чечено-Ингушская АССР, Калмыцкая АССР, Кабардино-Балкарская АССР, Карачаевская АО, Северо-Осетинская АССР и Дагестанская АССР. В Закавказье расположены союзные республики: Азербайджанская, Армянская и Грузинская, причем территория Азербайджанской ССР захватывает также всю восточную оконечность Большого Кавказа.

Кавказ довольно хорошо обеспечен путями сообщения; железные дороги опоясывают Большой и Малый Кавказ, причем последний пересекается железнодорожной линией Тбилиси–Ленинкан–Ереван. Имеется много хороших шоссе и грунтовых дорог, строятся новые.

Кавказ является сложным горным сооружением – страной географических контрастов. Он делится на две горные системы – Большой Кавказ и Малый Кавказ и разделяющую их депрессию рр. Риони и Куры. Северо-Кавказская равнина является пьедесталом

Большого Кавказа и далее к северу сливается с обширной равниной юго-востока Русской платформы.

Большой Кавказ обладает типичным альпийским рельефом, многие вершины превышают 5000 м и покрыты вечными снегами и ледниками. Растительность на склонах распределяется зонально, в соответствии с климатическими поясами: вверху располагаются альпийские и субальпийские луга, в средней зоне — сосновые (на востоке) и пихтовые (на западе) леса, а нижние части склонов большей частью покрыты густыми широколиственными лесами.

Большой Кавказ расчленяется на ряд горных хребтов и отрогов, имеющих в геологической литературе определенные названия: Главный, Передовой и Скалистый хребты и Черные горы. Название "Главный хребет" наиболее приложимо к участку Главного водораздела Большого Кавказа протяжением около 250 км между горой Пшиш (3788 м) в верховьях р. Большой Лабы и горной группой Адай-хох. Это наиболее высокая часть водораздела, сложенная средне-верхнепалеозойскими гранитами и сланцами кембрия-докембрия, но и здесь водораздел часто проходит то к югу, то к северу от наиболее высоких гор.

Под названием "Передовой хребет" обозначается цепь горных массивов к востоку от горы Адай-хох до группы гор Кури и Шино, т.е. восточное продолжение Главного хребта в узком смысле. В этом хребте расположены вершины, превышающие высшие точки Главного водораздела (Тепли — 4423 м, Казбек — 5043 м и др.). Скалистый хребет представляет собой цепь известняковых массивов, отделяющихся от Главного хребта системой моноклинальных продольных долин.

Характерной чертой рельефа северного склона Кавказа является почти исключительное господство поперечных долин; продоль-

ные долины встречаются лишь по периферии горной системы; в слабой степени они выражены на западе, лучше — на востоке (рр. Самур, Рубас-чай). В Минераловодском районе среди степи выделяются изолированные скалистые горы, большая часть которых является лакколитами (гора Бештау — 1400 м и др.).

В общем же по простираанию Большой Кавказ делят на три части: Западный, Центральный и Восточный: границами между ними служат поперечные сечения горной системы, проходящие через Эльбрус (5633 м) и Казбек (5043 м) — древние потухшие вулканы. На северном склоне Восточного Кавказа (Дагестан), севернее массивов Бокового хребта, располагается горный район со сложным рельефом, почти замкнутый хребтами. Это внутренний горный Дагестан, который рессакается ущельями четырех Койсу — истоков р. Сулака.

Южный склон Большого Кавказа короче северного, но и здесь поднимаются высокие массивы, передовые хребты и гряды. Наиболее высокими является Сванетский хребет (около 4000 м), покрытый ледниками. Главный водораздел на большом своем протяжении трудно проходим; перевалы через него доступны только в летнее время года, зимой препятствием для сообщения являются снегопады и лавины. Наибольшее значение имеет Военно-Грузинская дорога, по которой сообщение поддерживается с перерывами круглый год.

Одним из поперечных хребтов — Сурамским — Большой Кавказ соединяется с системой хребтов Малого Кавказа. Большая часть этого горного сооружения представляет собой типичную горную страну с резким рельефом и большим относительным превышением водоразделов над долинами и ущельями (до 1500 м и больше). Система хребтов значительно уступает по высоте основным хребтам Боль-

шого Кавказа и за малыми исключениями не несет оледенения.

В геоморфологическом отношении Малый Кавказ отчетливо делится на две части: восточную и западную. Западную часть составляют хребты Аджаро-Имеретинский (Аджаро-Ахалпихский) и Триалетский, достигающие высоты 2853 м. Для их рельефа характерны высоко расположенные выравненные поверхности, которые контактируют с узкими, крутопадающими долинами, свидетельствующими о недавнем поднятии.

Восточную часть Малого Кавказа составляют хребты Сомхетский, Шахдагский (Севанский), Мургузский, Муровдагский с высшей точкой — вершиной Гямыш (3722 м), Карабахский и др. Простирание хребтов в общем северо-западное. Постепенно снижаясь к юго-западу, северо-западу и юго-востоку, Малый Кавказ ограничивается на северо-востоке Куринской низменностью, а на юго-западе — Ереванской и Нахичеванской котловинами долины р. Аракс (абсолютная высота около 800 м). Продолжением Карабахского хребта к юго-востоку, отделенным от него поперечным понижением (тектоническим), являются Талышинские (Талышские) горы с высотами до 2500 м. Для их рельефа характерны высоко расположенные выравненные поверхности, которые контактируют с узкими, крутопадающими долинами, свидетельствующими о недавнем поднятии.

Восточную часть Малого Кавказа составляют хребты Сомхетский, Шахдагский (Севанский), Мургузский, Муровдагский с высшей точкой — вершиной Гямыш (3722 м), Карабахский и др. Простирание хребтов в общем северо-западное. Постепенно снижаясь к юго-западу, северо-западу и юго-востоку, Малый Кавказ ограничивается на северо-востоке Куринской низменностью, а на юго-западе — Ереванской и Нахичеванской котловинами долины р. Аракс (абсолютная высота около 800 м). Продолжением Карабахского хребта к

юго-востоку, отделенным от него поперечным понижением (тектоническим), являются Талышинские (Талышские) горы с высотами до 2500 м. Внутренняя область Малого Кавказа представляет собой нагорье с рядом вулканических плато (Ахалкалакское, Лорийское, Ленинканское, Гетамское и др.), над которыми поднимаются горные хребты и массивы до 3600–4000 м (г.Арагац – 4095 м, г. Большой и Малый Аг-даг – 3369 м). Часть этих хребтов подверглась оледенению и имеет ледниковые формы. Характерны конусы потухших вулканов и вулканические куполы, часть группирующиеся линейно и образующие хребты. Лавовые плато обычно прорезаны реками в глубоких каньонах. Подпрудой лав древней долины обусловлено образование крупнейшего на Кавказе озера Севан (высота 1925 м).

В южной части Малого Кавказа протягивается поперечный (меридиональный) хребет – Конгуро-Алангезский, в юго-восточной части которого находится г.Капуджих (3917 м), несущая отчетливые следы оледенения.

Колхидская (Рионская) низменность является краем Черноморской впадины, бывшим морским заливом, заполненным речными наносами; вдоль побережья она низменна и сильно заболочена. У краев равнина приподнята и сливается с предгорьями Большого и Малого Кавказа. Куринская депрессия (впадина) построена более сложно и расчленяется на несколько частей. Вдоль морского побережья, у подножия Талышских гор, протягивается Ленкоранская низменность.

Предкавказье представляет собой, на большей своей части степную равнину, сложенную четвертичными отложениями. В центральной части Предкавказья расположена Ставропольская возвышенность (поднятие высотой до 832 м), переходящая постепенно к

востоку и западу соответственно в Терско-Кумскую и Азово-Кубанскую низменности (впадины). К Азово-Кубанской низменности примыкает Таманский полуостров с низкими широтными грядами, на которых располагаются грязевые сопки. Терско-Кумская впадина представляет собой часть Прикаспийской низменности, приморская полоса которой расположена ниже уровня океана.

Главные реки Северного Кавказа – Кубань и Терек, бассейном питания которых является в сущности весь северный склон Большого Кавказа; характерно, что эти реки не имеют соответственно правых и левых притоков (односторонние бассейны питания). Со Ставропольской возвышенности берут начало незначительные реки – Егорлык, Калаус и Кума, ныне пополняемые водой с помощью каналов из Кубани и Терека. В восточной части Кавказа находятся довольно значительные горные реки – Сулак и Самур.

Южный склон Большого Кавказа является в основном бассейном питания двух крупных рек – Куры и Риони; в западной же части склона находится ряд менее крупных рек, уменьшающихся по направлению к северо-западу, в связи с приближением Главного водораздела к побережью Черного моря. Наиболее крупными реками этого участка являются Ингури, Кодори и Бзыби.

Главными реками Малого Кавказа являются: на западе Аджарис-цкали, а на востоке – верховье Куры с ее крупными правыми притоками Храми, Дебет (Дебед-чай), Агстев (Акстафа), Шамхор, Гянджа-чай, Тертер и Арако, с левыми притоками – Ахурян (западный Арпа-чай), Абаран (Касах), Раздан (Зангу), Гарни, Арпа (восточный Арпа-чай), Нахичеван-чай, Вохчи (Охчи) и Акира-чай.

Горные районы Кавказа сравнительно богаты осадками; по их обилию выделяются Батумский район и далее к северу и северо-западу – Черноморское побережье. Равнинные части Прикаспийской

низменности и Куринской депрессии отличаются малым количеством осадков (испарение превышает осадки) и представляют собой полупустыню, в которой разбросаны оазисами отдельные орошаемые участки.

В обоих горных сооружениях — Большом и Малом Кавказе — отчетливо проявляется вертикальная климатическая зональность. В общем же на Кавказе расположен по границе умеренного и субтропического климатических поясов, но в зависимости от расположения горных хребтов в различных районах климат весьма разнообразен. Черноморское побережье, Батумский и Ленкоранский (Талышский) районы обладают влажным субтропическим климатом. Снеговая граница Большого Кавказа, в связи с преобладанием осадков в западной его части, к востоку повышается от 2800–3200 до 3400–3500 м и более.

Основные принятые понятия

Металлогеническая карта Кавказа, также как Карпато-Балканской области, масштаба 1:1 000 000 составлена на основе следующих понятий, разработанных исходя из положений современной геотектоники (Богданов и др., 1972; Хаин, 1971), формационного анализа (Константинов, 1965; Кузнецов, 1972 и др.) и теоретической металлогении (Твалчредидзе, 1972; Твалчредидзе и др., 1974; Магакьян, 1974; Шеглов, 1968, 1976 и др.). В этом разделе мы умышленно не затрагиваем проблемы новой глобальной тектоники и не рассматриваем многочисленные ею порожденные металлогенические модели. Эти и другие полемичные вопросы будут кратко освещены в заключении. Здесь же в качестве основы научных принципов металлогенической карты Кавказа использованы лишь понятия, вытекающие из объективно-реальных геологических данных.

При мелкомасштабном металлогеническом районировании необходимо выделять следующие главные геологические структуры континентального блока земной коры (Хаин, 1971): 1) подвижные пояса: а) геосинклинальные, б) эпигеосинклинальные орогенные, в) эпиплатформенные орогенные; 2) платформы: а) молодые, б) древние. При такой систематике рифтовые системы, а также области тектоно-магматической активизации разного типа, войдут в виде деталей в состав эпигеосинклинальных и эпиплатформенных орогенных подвижных поясов.

Перечисленные главные типы структур континентальной земной коры представляют собой категории исторические, сменяющие друг друга в процессе формирования литосферы Земли. Если общая направленность этого процесса следует от океана через геосин-

клинальные и орогенные пояса к платформе, то на отдельных его этапах могут наблюдаться и отклонения от общего пути, частичная регенерация на платформах геосинклинального режима, заложение авлакогенов, континентальных рифтовых систем, вплоть до океанизации континентальной коры. Масштабы этих явлений пока не могут найти точной оценки.

Для целей металлогенического анализа представляется весьма существенным установление этапности формирования континентальной земной коры и выделение стадий развития отдельных геологических структур первого порядка. Опыт решения такой задачи в рамках данного очерка ограничивается рассмотрением лишь первых двух категорий подвижных поясов.

Формирование литосферы представляет процесс непрерывный и одновременно периодический. Качественные изменения в геологических структурах, вызывающие их перестройку, обычно вызваны резким повышением интенсивности тектонических движений — тектоническими фазами. Последние объединяются в тектонические циклы и эпохи продолжительностью 150–200 млн. лет. Выделение циклов подразумевает повторяемость геологических явлений в истории развития земной коры, сочетающееся с общей направленностью процесса. Мегациклы, или тектонические мегаэры, объединяют ряд циклов и имеют продолжительность 500–600 млн. лет (Хаин 1971).

В течение тектонического цикла происходит последовательная смена погружения поднятием, сопровождающимся осушением геосинклинали и складчатостью ранее накопленных мощных толщ осадочных и вулканогенных осадков. Соответственно выделяется два главных этапа геосинклинального цикла: геосинклинальный и орогенный. Каждый из них может быть подразделен на две стадии:

3082

раннегеосинклинальную и позднегеосинклинальную или зрелую, раннеорогенную и позднеорогенную. В отдельных случаях при детальном тектоническом анализе выделяются в каждом этапе три стадии. Так, А.А.Моссаковским (1969) орогенный этап подразделен на три стадии: 1) стадию морских моласс, 2) горообразовательную стадию и 3) стадию верхних континентальных моласс. Каждый из этапов и стадий характеризуется специфическими осадочными и магматическими формациями.

Соответственно тектонической стадийности нами применяются и металлогенические понятия. Металлогенические эпохи выделяются в возрастных рамках тектонических циклов, по аналогии с последними также различаются этапы (геосинклинальный, орогенный) и стадии (ранне-позднегеосинклинальная, ранне-позднеорогенная) металлогенических эпох. При этом нужно думать, что в общем случае с достаточным на то основанием удастся выделить в каждом этапе две стадии металлогенических эпох, и лишь в редких случаях — три. Металлогенические эпохи, как и тектонические циклы, бывают полными (завершенными) или неполными (незавершенными) в случае редуцированности отдельных их этапов.

Тектонические циклы, четко выделяемые в развитии геосинклинальных областей, в значительной мере затуманены в других структурах земной коры. Но тем не менее они могут быть зафиксированы как в подвижных поясах, так и на платформах по повторяющейся смене погружений поднятиями, морских осадков континентальными, основного магматизма — кислым (Хаин, 1971; Богданов и др., 1972). Тектонические циклы геосинклиналей и платформы, по-видимому, являются следствием единой причины и их не следует разрывать во времени и пространстве, хотя возрастные границы их часто не совпадают. Вместе с тем этапы и стадии отдельных

циклов в эпиплатформенных орогенных поясах, соответствующие развитию геосинклинальных областей, выделить не удастся.

Развитие геосинклинального пояса охватывает длительное время, соизмеримое с мегациклом, а иногда и большее, в связи с чем все геосинклинальные пояса являются полициклическими. Таким поясам, границы которых намечены М.В. Муратовым (1967, 1972), соответствуют металлогенические пояса. В конце каждого цикла часть геосинклинального пояса испытывает консолидацию и образует складчатую область определенного возраста. Так, в Средиземноморском поясе можно выделить Герцинскую область Центральной Европы, Пиренейского полуострова и Магриба, а также Европейскую Альпийскую область. В.Е. Хаин геосинклинальными областями называет крупные сегменты пояса, отсеченные поперечными разломами и отличающиеся особенностями геологического развития. Части же пояса, закончившие геосинклинальное развитие в течение одного цикла, он именует моноциклическими, или простыми геосинклинальными поясами. В соответствии с этим и выделяются в металлогенических поясах металлогенические области.

Следующим подразделением геосинклинальных поясов является геосинклинальная система, отделяющая срединные массивы от платформ и друг от друга и дифференцированная на отдельные геосинклинальные и геосинантиклинальные зоны (Шатский, 1946). Геосинклинальные системы, так же как разделяющие их срединные массивы, при условии их рудоносности, целесообразно именовать металлогеническими провинциями, а слатающие их минерализованные частные геосинклинальные и геосинантиклинальные зоны — металлогеническими зонами. Впрочем, последние могут и не совпадать с первоначальными геосинклинальными зонами, а пересекать их, либо охватывать части этих структур (Твалчрелидзе, 1972).

Металлогенические (структурно-фациальные) зоны представляют собой эмбриональные ячейки, сочетание которых определяет металлогеническую специфику отдельных рудных провинций и поясов. Типы рудных провинций по существу определяются именно определенным набором металлогенических зон, характеризующих то или иное направление развития земной коры на данном ее участке.

Среди металлогенических зон различаются совпадающие с тектоническими элементами геосинклинального этапа тектонического цикла. Такие зоны Ж.Обуэн (1967) называет изопическими, противопоставляя их собственно структурным зонам, возникающим в оротенный этап тектонического цикла. Соответственно выделяются металлогенические зоны первичные, или геосинклинальные, и металлогенические зоны, наложенные или оротенные.

Систематика первичных металлогенических зон производится в соответствии с недавним опытом (Твалчредидзе, 1972), основанном на подразделении геосинклинальных зон по систематике Г.Штилле (1964) на эвгеосинклинали, занимающие внутреннее положение в системе (интерниды), и миогеосинклинали — внешние зоны системы (экстерниды). Те и другие характеризуются специфическими осадочными и магматическими формациями.

Каждый из типов зон, в свою очередь, дифференцирован более подробно. Миогеосинклинали для металлогенического анализа в силу слабой рудоносности не представляют непосредственного большого интереса. В эвгеосинклиналях рекомендуется выделять четыре главных типа: офиолитовый, вулканогенный, терригенный и сланцевый. Два из них раньше были выделены Г.С.Дзоцендидзе (1948) с позиций их магматизма, а вслед за ним Л.П.Зоненшайном (1969) — с тектонических. Эти типы обладают совершенно определенной металло-

генической спецификой.

Менее четко тектоническим структурам, заложенным на геосинклинальном этапе, соответствуют металлогенические зоны орогенного этапа. Обычно они совпадают с наложенными, вновь образованными структурами, либо с отдельными их элементами. Реже изопические геосинклинальные зоны унаследованно развиваются и в орогенном этапе. К собственно-орогенным металлогеническим зонам относятся наложенные прогибы и поднятия, обычно сложенные различными молассами, а также крупные разломы, контролирующие магматизм и рудопроявления.

Металлогенические зоны подразделяются на рудные районы или рудные зоны в зависимости от морфологических особенностей территории. В первом случае они изометричны, во втором — линейные (Шаталов, 1959). Следующей единицей, наиболее мелкой для среднemasштабных карт, является рудное поле. Оно представляет собой рудоносную структуру, или ее часть, либо массив рудоносных изверженных пород, в пределах которых рудные месторождения образуют тесную группу, объединенную общими рудоконтролирующими факторами и обычно относящуюся к единой рудной формации, либо единому рудному комплексу.

Понятие "геологическая формация" принято в соответствии с большим числом исследований (Н.С.Шатский, А.В.Пейве, В.В.Белюсов, Н.П.Херасков, Н.С.Страхов, Л.Б.Рухин, В.Е.Хаин и др.). Геологическая формация объединяет геологическое сообщество горных пород, возникших в определенной геологической обстановке, отвечающей отдельным этапам и стадиям развития конкретного участка земной коры, т.е. к ней относятся парагенезисы горных пород, объединенные общностью условий образования и, в первую очередь, общностью тектонического режима. Объединение осадочных и вул-

каногенно-осадочных пород в определенные пакки, отвечающие приведенному выше определению, позволяет считать геологическую формацию конкретным телом, выделенным на основании объективных данных.

Магматической формацией, по принципам Ю.А.Кузнецова (1974) и положенным в основу карты магматических формаций СССР масштаба 1:2500000, являются естественные комагматические ассоциации изверженных горных пород и их производных, закономерно появляющихся в определенной геологической обстановке, в ходе развития разновозрастных, но однотипных структур земной коры. Систематика метаморфических фаций основана на представлениях А.Миаширо о трех сериях фаций, отвечающих разным давлениям и температурам. В числе таковых на Кавказе выделены древние регионально-метаморфизованные породы, слагающие фундамент, Они относятся к байкалидам и герцинидам, образуя ряд фаций, отвечающих различным ступеням метаморфизма.

Рудная формация объединяет группу месторождений и рудопроявлений одного генетического типа, обладающих определенной устойчивой, или закономерно изменяющейся, парагенетической ассоциацией минералов, образовавшихся в сходных геологических условиях - в однозначных этапах и стадиях развития геологических структур - вне зависимости от времени в генетической или парагенетической связи с той или иной магматической, осадочной или метаморфической формацией. В составе рудных формаций выделяются субформации и минеральные типы, отличающиеся присутствием характерных второстепенных минералов или элементов. Рудные формации объединяются в рудные комплексы, образование которых связано с определенным магматическим комплексом - серией пород, возникших в результате единого магматического процесса.

Наименование рудной формации включает ведущий рудообразующий минерал (металл), а в отдельных случаях — генетическую и морфологическую характеристику месторождений и рудовмещающих пород. Сохранены некоторые исторически сложившиеся названия рудных формаций, в коих несколько нарушен принятый принцип (колчеданная, медно-пирротиновая, стратиформная свинцово-цинковая в карбонатных породах и др.).

Методика составления металлогенической карты

Целью металлогенической карты Кавказа служит наглядная иллюстрация закономерностей размещения полезных ископаемых и их связи с тектоническим строением, магматизмом и различными режимами осадконакопления региона. Карта должна способствовать выявлению новых перспективных площадей и в конечном итоге — дальнейшему расширению сырьевой базы страны. Поэтому на карте отражена история проявления процессов рудообразования и зависимость формирования металлогенических зон и рудных районов от характера тектонических движений стабильных (платформенных) глыб, геосинклинальных зон и активизированных областей. Составлена она на специализированной структурно-формационной основе, заимствованной из первых трех карт — тектонической, геологической и рудных формаций. На металлогеническую карту нанесены только главные характерные месторождения и рудопроявления всех выделенных рудных формаций, поскольку полная их гамма отражена на карте рудных формаций.

Систематика рудных формаций, также как генетическая классификация месторождений полезных ископаемых, совместно разработаны специалистами стран-участниц работ по проблеме и утверждены на совещании в Тбилиси в мае 1973 г. Одновременно были согласованы и приняты общие принципы металлогенического районирования. Здесь в качестве главного признака районирования принята металлогеническая зона. Группа зон объединена в металлогенические провинции, а сами они состоят из ряда рудных районов.

Металлогеническая провинция представляет собой рудоносную территорию, соответствующую геосинклинальной (складчатой) сис-

теме, срединному массиву, либо платформе (или ее части). В связи с таким определением на Кавказе могут быть выделены провинции Предкавказья, Большого Кавказа, Малого Кавказа и Закавказского срединного массива. Последнюю ввиду ее малых размеров удобнее именовать подпровинцией или субпровинцией. Все эти провинции характеризуются сложным, полициклическим развитием. Поэтому их границы для разных тектонических циклов (металлогенических эпох) различны.

Металлогеническая зона представляет собой линейно вытянутую часть металлогенической провинции, соответствующую частной геосинклинали или геосантклинали (интрагеосинклиналь и интрагеосантклинали) по В.В.Белоусову). Если рудоносная площадь имеет изометрические очертания, охватывая часть срединного массива или платформы, то она на карте именуется площадью, блоком или массивом (напр., Дзирульский массив). Приведенное определение распространяется только на металлогенические зоны, возникшие в геосинклинальные этапы различных металлогенических эпох. В орогенные этапы или стадию тектоно-магматической активизации формируются рудоносные площади, наложенные на ранее возникшие геологические структуры. Такие структуры обычно пересекают геосинклинальные изопические зоны и соответствуют структурным зонам Ж.Обуэна (1967). Они контролируются поперечными глубинными разломами, мегантиклинориями, либо сводово-глыбовыми поднятиями и депрессиями.

Рудный район выделяется в пределах металлогенических зон, как территория наиболее интенсивно насыщенная месторождениями и рудопроявлениями, обычно принадлежащими одному рудному комплексу. Локализация рудных районов обусловлена разрывными и складчатыми структурами, либо распространением пород одного магмати-

ческого комплекса. В этих случаях границы рудных районов определяются достаточно уверенно. Однако в большом числе случаев отсутствуют видимые геологические критерии, служащие основанием для индивидуализации районов. Тогда границы рудных районов проводятся условно соответственно со степенью сгущения рудных точек и общей геологической ситуации.

Помимо рудных районов принято выделять рудные поля. На карте показаны лишь наиболее значительные из них, что связано с разрешающей способностью масштаба. Поля объединяют однотипные, оближенные в пространстве месторождения (рудопроявления), контролируемые единой геологической структурой.

Нанесение на металлогеническую карту геологических формаций весьма важно, поскольку последние отражают процессы, вызвавшие становление данного участка Земной коры и в частности — формирование в его пределах различных полезных ископаемых. Геологические формации характеризуют конкретную обстановку, в отдельных случаях благоприятную для возникновения полезных ископаемых. Поскольку формации отражают сходные условия развития процессов осадконакопления, магматизма, метаморфизма и рудообразования вне зависимости от возраста и географического положения региона, то формационная принадлежность конкретных геологических тел, особенно рудоносных, должна быть показана с максимально возможной детальностью.

Принадлежность формации к той или другой металлогенической эпохе показана тоном окраски — более густым тоном закрашены формации древних эпох, а бледным — молодых. Принадлежность формаций к этапам развития земной коры — геосинклинальному, орогенному, платформенному, стадии тектоно-магматической активизации — иллюстрируется цветом закрашки: синим — геосинклинальные,

желтым — орогенные, коричневым — платформенные и субплатформенные. Возраст различных формаций показан индексами. Вне масштаба в технически достижимой детальностью показаны благоприятные для оруденения фации, горизонты, пласты и иные стратиграфические подразделения.

Магматические формации расчленены на карте более детально, чем осадочные. Контуры конкретных массивов закрашены по общепринятой геологической легенде. В качестве дополнительной информации контурами различного цвета показана их принадлежность к этапам и стадиям развития; индексами — возраст и принадлежность к конкретным магматическим комплексам.

На карте нашли отражение и элементы тектонического развития Кавказа. При этом последние выделены для каждой металлогенической эпохи (тектонического цикла). Блоки, в пределах которых обнажены на поверхности структурные комплексы, принадлежащие байкальской, герцинской, киммерийской и альпийской эпохам, показаны на карте широкой цветной штриховкой — различно ориентированными полосами и клеткой. Этим условным знаком показаны следующие элементы тектоники: эвгеосинклинали, миогеосинклинали, унаследованные и остаточные геосинклинали, периферические поднятия, ядра и чехол срединных массивов, межгорные и краевые прогибы, древние и молодые платформы, квазиплатформы, наложенные впадины с вулканизмом и без вулканизма, складчато-глыбовые поднятия, приразломные зоны активизации, зоны тектоно-магматической активизации. Цвет и форма штриховки во всех случаях и иллюстрирует данные структуры.

Металлогеническое районирование осуществлено по эпохам. Выделены металлогенические зоны разных эпох. Для этого их границы показаны линиями разных цветов: байкальские красным, гер-

цинские коричневым, киммерийские синим и альпийские зеленым. Нанесены также тектонические разломы и контакты различных комплексов. Отмеченная методика и легенда показаны в зарамочном оформлении карты.

Краткая тектоническая характеристика Кавказа

Кавказ представляет собой составную часть Кавказско-Анатолийской металлогенической области — одной из пяти, выделяемых в пределах Средиземноморского пояса (Твалчредидзе, 1972). Область эта ограничена на западе Черноморско-Эгейским поперечным разломом, а на востоке — Апшеронским линейamentом (Поникаров и др., 1969). Здесь различаются три складчатые системы, размещающиеся между двух платформенных массивов и двух полос срединных массивов — Закавказской и Анатолийской. К этим системам на севере относятся Предкавказье и Большой Кавказ, в центральной части области — Малый Кавказ и Понт, а на юге — Тавр. В соответствии с принятыми нами понятиями каждая из систем является металлогенической провинцией. Исходя из этого на Кавказе могут быть выделены металлогенические провинции Предкавказья, Большого Кавказа и Малой Кавказа, а разделяющий их Закавказский срединный массив отнесен к самостоятельной подпровинции.

Складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа простирается прямолинейно на 1300 км в восток-юго-восточном (общекавказском) направлении. На западе его непосредственным продолжением служит Горный Крым, а на востоке продолжение Большого Кавказа погружено под воды Каспийского моря, и, возможно, выступает на его восточном берегу в складках Большого Балхана. Антиклинорный характер Большого Кавказа подчеркивается обнажением самых древних кристаллических пород фундамента в наиболее высокоподнятой его центральной части. В длительной и сложной истории тектонических движений в геосинклинали Большого Кавказа проявляются две противоположные тенденции: 1) формирование линейных, прослеживаемых на сотни километров в общекавказском направле-

нии структурно-формационных зон; 2) одновременное развитие движений вдоль поперечных поднятий и прогибов, с которыми связано подразделение геосинклинали на отдельные сегменты. Если первая тенденция привела в конечном счете к образованию элементарных геосинклинальных зон, т.е. смену формаций в направлении, поперечном простиранию системы, то вторая вызывает индивидуализацию самостоятельных блоков, определяющих на длительное геологическое время режим осадконакопления, относительных поднятий и погружений, т.е. смену формаций по простиранию системы.

Наиболее значительным и существенным в тектоническом отношении является сегмент Центрального Кавказа, где широко обнажен древний кристаллический фундамент, лишь на относительно небольшой площади перекрытый маломощным чехлом полого залегающих альпийских осадков. Этот сегмент представляет собой наиболее высоко поднятый блок, причем его постоянная тенденция к воздыманию распространялась и на сопредельные территории.

Северо-Западный сегмент Большого Кавказа опущен относительно Центрального. В его пределах все складчатые сооружения заметно суживаются и постепенно ступенчато погружаются во впадину Черного моря. Восточно-Кавказский сегмент также опущен относительно Центрального, но обладает столь же значительной шириной. Крайним является Юго-Восточный сегмент Кавказа, где антиклинорное сооружение сужается и резко погружается к востоку, где косо срезается Каспийским морем.

Границами между четырьмя отмеченными главными сегментами Большого Кавказа служат поперечные глубинные разломы (с востока на запад): 1) Таманско-Керчинская зона поперечного погружения, разделяющая мегантиклинории Крыма и Кавказа; 2) Пшихско-

Адлерская между Северо-Западным и Центральным Кавказом; 3) поперечная структура, с которой совпадает Казбекская вулканическая область, отделяющая Центральный Кавказ от Восточно-Кавказского сегмента; 4) западная периферия Кусаро-Дивичинского прогиба, ограничивающая Восточный и Юго-Восточный сегмент, и 5) Ашшероно-Кобыстанская зона, аналогичная Таманско-Керченской, с молодыми молассами и грязевым вулканизмом.

Продольные структурно-формационные зоны при переходе из одного блока в другой резко меняют свой характер, часто испытывают флексурообразные смещения и выклинивания. В северной части Центрального Кавказа протягивается Лабино-Малкинская моноклиналь, сложенная карбонатными осадками мезозоя и низов палеогена. Она представляет собой краевую часть эпигерцинской Предкавказской платформы, захваченную воздыманием Большого Кавказа. На юге она обрамляется Тырнауз-Шекишской шовной зоной, являющейся границей альпийской геосинклинали. Зона разлома сложена дислоцированными осадками палеозоя и лейаса.

Далее следует горст-антиклинорий Главного хребта — осевое поднятие Большого Кавказа. В его пределах выступают гнейсы, кристаллические сланцы, герцинские гранитоиды, разбитые на ряд блоков вдоль узких разломных зон, выполненных смятыми сланцами лейаса. Еще южнее следует зона южного склона — длительно развивающийся геосинклинальный прогиб, выполненный мощными толщами юры, мела и палеогена. Она подразделяется на ряд подзон (Гамкрелидзе, 1957). Зона южного склона к востоку и западу от Центрального Кавказа резко расширяется и представляет собой мощные флишевые прогибы. Так, на Северо-Западном Кавказе зона Главного хребта погружается, а осевое поднятие представлено Гойтхским антиклинорием, образованным на западном продолжении зоны южного склона.

В Восточно-Кавказском блоке центральное поднятие, сложенное сланцами лейаса, объединяет два антиклинория (Главного и Бового хребтов).

Предкавказская платформа в южной части, так же как складчатое сооружение Большого Кавказа в северной части, перекрыты крупными краевыми прогибами — Индоло-Кубанским на западе (общим с Восточным Крымом) и Терско-Каспийским на востоке. Между Большим и Малым Кавказом Закавказский срединный массив на западе перекрыт Рионским, а на востоке — Куринским межгорными прогибами.

По мнению Е.Е.Милановского и В.Е.Хаина (1963, 1964), в отличие от представлений П.Д.Гамкрелидзе (1957) позднемеловая — раннепалеозойская геосинклиналь распространялась не на весь Кавказ, а ограничивалась южным краем Восточноевропейской платформы. Повсеместная складчатость этой геосинклинали фиксируется молассовыми отложениями нижнего-среднего кембрия, установленными в различных районах Северного Кавказа (данные А.Л.Лунева и Ю.Я.Потапенко). Вероятно, впоследствии здесь на длительное время установился квазиплатформенный режим, нарушенный лишь в начале герцинского цикла. К раннему девону относится возникновение вдоль глубинных расколов байкальской квазиплатформы главных прогибов Кавказа: Предкавказского, Передового хребта, южного склона и Армянского. Между ними остаточные части древней платформы выступают в качестве зон относительно поднятия (геоантиклиналей). К их числу относятся зоны Бечасинская, Главного хребта и Закавказья.

В зоне предкавказья с позднего девона по перми существовал миеосинклинальный режим осадконакопления; в отличие от нее зона Передового хребта представляет собой типичную эвгео-

синклиналь с мощными накоплениями вулканогенно-осадочных, сильно дифференцированных отложений, что и наложило отпечаток на ее металлогенический облик.

Южнее эвгеосинклинали Передового хребта расположена зона устойчивых поднятий – Главный Кавказский хребет – длительное время разграничивавшая геосинклинальные бассейны северного и южного склонов Большого Кавказа. В прогибе южного склона относительно маломощный разрез терригенных и карбонатных осадков среднего-верхнего палеозоя свидетельствует о принадлежности его в герцинском цикле к миогеосинклиналям. Далее к югу располагается байкальский Закавказский срединный массив, кристаллическое основание которого местами перекрыто континентальными вулканогенными породами верхнепалеозойского возраста.

Главная герцинская складчатость проявилась в различных зонах разновременно, охватив период времени конец раннего карбона – пермь. С максимальной интенсивностью она распространилась в поднятиях, где вызвала гранитизацию и внедрение гранитоидов умеренно кислого состава. Зоны прогибов были несколько раньше охвачены складчатостью и магматизмом, проявленном в интрузивной и эффузивной формах. На южном склоне Большого Кавказа складкообразования не последовало, эта зона унаследованно развивалась в качестве прогиба, но миогеосинклинальный режим осадконакопления здесь сменялся эвгеосинклинальным и амплитуда погружения значительно возросла.

В позднем палеозое на Большом Кавказе установился орогенный режим, сопровождавшийся накоплением моласс, угленосных, вулканогенный (субсеквентный вулканизм) и пестроцветных отложений.

Альпийский цикл знаменуется трансгрессией лемассового мо-

ря, распространившегося из зоны южного склона, взявшей на себя роль осевого прогиба альпийской геосинклинали Большого Кавказа. Возникшие в это время глубинные разломы послужили путями для проникновения на поверхность магматических масс. С ними связано формирование кератофировых толщ нижнеюрского возраста на северном склоне и мощной порфиритовой свиты байоса на южном. В геосинклинали южного склона преобладало терригенное осадконакопление, в результате которого здесь образовались толщи глинистых сланцев и песчаников, достигающие иногда грандиозной мощности (в Дагестане 8 км). Терригенные осадки во многих местах сопровождаются продуктами подводной и вулканической деятельности, особенно активными в аалене.

В батском веке весь Большой Кавказ был охвачен интенсивными складчатыми движениями, обусловившими порой полное прекращение геосинклинального режима и стабилизацию (временную или окончательную) ряда структурных зон. Одновременно наблюдается внедрение гранитоидов, иногда (Келасурский, Горабский, Хевский массивы) довольно значительного размера. К таким новообразованным батским геоантиклиналям относятся юго-западная часть южного склона (Гагрско-Джавская зона П.Д.Гамкредидзе), Верхнесванетская зона и обширные площади в пределах Северного Кавказа. Возникшие кордильеры послужили источником обильного терригенного материала, исходного для мощных флишевых толщ, характеризующих верхнеюрские - меловые отложения зоны южного склона Большого Кавказа. В пределах геоантиклиналей быстро выровнившийся рельеф был залит мелким морем, на дне которого накапливались карбонатные отложения.

В позднем мелу здесь, как и на громадной площади континентального блока Земли (Страхов, 1949), развилось обширное море.

Морем был покрыт почти весь Кавказ, кроме геосинклинали осевой зоны Главного хребта, протянувшейся после батской складчатости вдоль всего перешейка. Именно отсюда продолжал поступать материал для флишевых прогибов. На рубеже эоцена и олигоцена последние начали осушаться в связи с региональным поднятием всей складчатой структуры. Нисходящие движения сместились к перифериям Кавказа и обусловили формирование молассовых краевых и межгорных прогибов. Позднейшие тектонические движения выдвинули срединную часть Большого Кавказа в качестве единого крупнейшего мегантиклинория. Начиная с конца миоцена вдоль поперечного поднятия, прослеживающегося через Ставропольский свод и Эльбрус к Дзирульскому массиву, проявляется наземный вулканизм кислого, липарито-дацитового, затем среднего, андезито-базальтового, и, наконец, основного, базальтового состава. С этим вулканизмом связано образование типичных массивов гранитоидов и субвулканических трещинных малых интрузий гранит-порфиров (района Кавказских Минеральных Вод, Главного хребта, Тырнауза и др.). Характерно, что молодой континентальный вулканизм проявился только в зонах поперечных нарушений, но не разломов, определяющих размещение главных продольных структурно-фациальных зон. Данное обстоятельство позволяет отнести его к продукту посторогенной стадии, когда формировались наложенные структуры.

Схема металлогении Кавказа

Металлогенические особенности Кавказа полностью соответствуют его принадлежности к Альпийской геосинклинальной области Большого Средиземноморского складчатого пояса (Муратов, 1972). Тектоническое районирование его по данным предыдущих исследователей (Милановский, Хаин, 1963) в первом приближении ограничивается выделением четырех главных геотектонических элементов: 1) эпипалеозойской Скифской платформы, переходящей на западе в Степной Крым, а на востоке в Туранскую плиту, 2) складчатой системы Большого Кавказа, 3) Закавказского срединного массива и 4) складчатой системы Малого Кавказа.

Если основываться на данных современного тектонического анализа, в частности нашедшего отражение на тектонической карте Кавказа масштаба 1:1 000 000, то Малый Кавказ нельзя рассматривать в качестве единой складчатой системы. Действительно, тектонические зоны, развитие в его северной части — Аджаро-Триалетская и Сомхето-Карабахская, — относящиеся к категории заложённых или вторичных эвгеосинклиналей, заложены на палеозойском кристаллическом основании Закавказского срединного массива (Твалчрелидзе, 1977). Поэтому они и должны рассматриваться в составе этого важного геотектонического элемента.

Южнее располагается некогда широкая океаническая область (Книппер, 1969; Пейве, 1969), ныне представленная узкой, шарьированной офиолитовой Севано-Акеринской зоной. Эта внутренняя первичногеосинклинальная зона должна рассматриваться в качестве самостоятельной структуры, развившейся на океанической коре. Южнее следует эпибайкальская Мисхано-Зангезурская остаточная геосинклиналь, отшнурованная от Центральноиранского срединно-

го массива в результате альпийских тектонических движений.

Таким образом, в составе металлогенической провинции Малого Кавказа при дальнейших исследованиях следует выделять три разнотипные тектонические и металлогенические структуры, две из которых принадлежат к жесткой ограничивающей раме срединных массивов, а третья, расположенная между ними, — к офиолитовой эвгеосинклинали, развившейся из океанического бассейна. Однако металлогенический анализ южной части Кавказа на основе изложенных представлений представляет задачу будущего времени, а металлогеническая карта, также как предлагаемый очерк, составлены на базе прежних представлений о единстве Малого Кавказа.

В истории геологического развития Кавказа выделяется три главных тектонических цикла: байкальский, герцинский и альпийский (Милановский, Хаин, 1963).

Первый из них ознаменовался формированием древнего кристаллического фундамента, сложенного метаморфизованными осадками верхнего рифея и нижнего кембрия, выступающего в Центральном Кавказе и Закавказских массивах. Замыкание древней геосинклинали, охватившей обширные области далеко за пределами Кавказа в Карпатах, Балканах и Передней Азии, произошло на границе раннего и позднего кембрия, о чем свидетельствуют верхнекембрийские молассы Северного Кавказа (А.Л.Дунев, Ю.Я.Потапенко). Металлогения байкальского цикла возможно некогда и была продуктивной, но впоследствии древние месторождения были уничтожены неоднократно проявленным интенсивным метаморфизмом. Поэтому мы не имеем возможности выделить на Кавказе байкальскую металлогеническую эпоху.

Нет оснований для выделения и самостоятельной каледонской

металлогенической эпохи, поскольку регенерация геосинклинального режима после байкальской тектонической эпохи наступили лишь после раннего девона. Полный герцинский тектонический цикл проявился в Предкавказье и Северокавказском краевом массиве. В других местах с герцинской тектонической эпохой связан интенсивный метаморфизм, гранитный магматизм и гранитизация (зона Главного Кавказского хребта и Закавказские кристаллические массивы). Более значительная часть Кавказа в палеозое развивалась в квазиplatformенных и отчасти миогеосинклинальных условиях (Белов, 1967).

Герцинская металлогеническая эпоха в своем полном выражении проявилась в северной части Кавказа, ныне представленной эпигерцинской платформой и Северокавказским краевым массивом. Эта часть Кавказа может быть отнесена к герцинидам, которые больше нигде на Кавказе не встречаются. Поэтому здесь выделяются все этапы и стадии герцинской эпохи. В других местах выступают лишь отдельные фрагменты герцинской металлогении в виде месторождений, связанных с гранитной магмой (например, пегматитовые жилы Дзиркульского массива).

Геосинклинальный этап герцинской металлогенической эпохи на Северном Кавказе проявился в следующих зонах (Черницын и др., 1971): 1) вулканогенной эвгеосинклинали Передового хребта, 2) эвгеоантиклинали Главного хребта, 3) Бечасынской терригенной эвгеоантиклинали. Тип геосинклинальных зон определен в соответствии с отмеченным выше опытом их систематики (Твалчредидзе, 1972).

К геосинклинальному этапу относятся месторождения зоны Передового хребта. Последняя протягивается в субширотном направлении на 300 км при средней ширине 20 км. Она сложена мощ-

ными — до 10 тыс.м — осадками терригенной, диабаз-альбитофоровой карбонато-терригенной и флишевой формаций, подразделенных на ряд свит, охватывающих возрастной интервал от среднего девона до карбона включительно. Анализ этих формаций позволяет геосинклинальный этап герцинского цикла разделить на две стадии. К раннегеосинклинальной стадии следует отнести среднедевонские песчано-глинистые отложения бахмуткинской свиты и мощные вулканогенно-осадочные породы диабаз-липаритового и спилит-дацитового состава кизылкольской свиты среднего девона. Последние вмещают главные медноколчеданные месторождения зоны Передового хребта: Урупское, Худесское, Даутское и другие, в настоящее время довольно детально изученные (Колчеданные месторождения..., 1973). Генетически они связываются с геосинклинальным базальтоидным вулканизмом и относятся к осадочно-вулканогенному типу.

Выше залегает картджуртская свита среднего-верхнего девона, сложенная туфогенными породами, чередующимися со сланцами и известняками. К ней приурочены зоны пиритизации и небольшие залежи медноколчеданных руд (Урупский район). Верхние части данной свиты, сложенные верхнедевонскими песчаниками и конгломератами, а также лежащие выше карбонатно-терригенные породы пастуховской свиты верхнего девона и кольтюбинской свиты нижнего карбона, налегают на картджуртскую свиту с угловым несогласием и должны быть отнесены к зрелой, позднегеосинклинальной стадии геосинклинального этапа герцинской металлогенической эпохи. В этих отложениях преобладают флишеидные формации, а вулканогенные породы играют подчиненную роль. Интрузивный магматизм этой стадии проявился более активно, чем в предыдущее время, когда образовались лишь небольшие массивы и дайки ульт-

раосновных пород, сопровождаемые специфической рудной минерализацией. Позднедевонское-раннекарбоновое время знаменуется формированием небольшого размера массивов изверженных пород габбро-гранодиоритовой и сиенито-диоритовой формаций. Металлогения этой стадии мало продуктивна и представлена небольшими жильными медными, золоторудными и скарновыми медно-магнетитовыми рудопроявлениями.

Орогенный этап герцинской металлогенической эпохи начинается на Большом Кавказе крупной фазой складчатости в конце раннего карбона и охватывает все позднепалеозойское и триасовое время. В этот период поднятие и осушение геосинклинали, сопровождаемое интенсивным складко- и горнообразованием, распространяется на обширную территорию к северу от Пшекиш-Тырныауской шовной зоны и здесь, начиная с ранней юры, устанавливается платформенный режим. В зоне Передового хребта, формирующейся в качестве крупного межгорного прогиба, в верхнем палеозое накопились мощные молассы. Гранитоидный магматизм, характерный для сопредельных геоантиклинальных структур, в данной зоне проявился слабо (граниты Даховского и Саккарского массивов на западе зоны), но субсекветный, субаэральный вулканизм развит широко в пермских красноцветных молассах.

Металлогения орогенного этапа в зоне Передового хребта почти повсеместно редуцирована, лишь некоторые ртутные рудопроявления северной периферии зоны (Котел, Кишкит и др.) рядом исследователей (Черницын и др., 1971; Твалчрелидзе, 1972) предположительно относятся к позднеорогенной стадии этого этапа.

Зона Главного хребта, расположенная в осевой части Большого Кавказа, сложена древними метаморфическими породами. В ее пределах геосинклинальные палеозойские осадки присутствуют

в крайне ограниченном количестве. В раннеорогенную стадию гранитообразованием была охвачена обширная территория зоны, в результате чего примерно половина ее сложена верхнепалеозойскими гранитоидами и их жильными дериватами — аплитами, алясками и пегматитами. Среди них различаются метасоматические и собственно магматические массивы (Г.Л.Одикадзе). Первые из них в металлогеническом отношении не только стерильны, но по данным некоторых исследователей (О.Ш.Надарейшвили) микроклинизация уничтожила существовавшие ранее месторождения арсенопирита и шеелита. С палингенной же гранитной магмой связано формирование месторождений и рудопроявлений олова, молибдена, вольфрама и мышьяка отчасти пегматитовой и грейзеновой, а преимущественно — плутоногенной гидротермальной кварцевой жильной формации.

Бечасынская геоантиклинальная зона, оконтуривающая с севера эвгеосинклиналь Передового хребта, в орогенный этап также служила ареной интенсивного гранитоидного магматизма. В отличие от зоны Главного хребта граниты здесь преимущественно магматические, а пегматитовые жилы отсутствуют. Металлогения раннеорогенной стадии герцинской эпохи в Бечасынской зоне почти полностью редуцирована, а позднеорогенная стадия выражена здесь отчетливо — к ней относятся небольшие, но промышленные месторождения жильной галенит-сфалеритовой (Эльбрус, Каку, Тызыл) и жильной баритово-свинцовой (Чочу-Кулак, Аманакол) рудных формаций, парагенетически связанных с пермскими кварц-порофами.

В Закавказских кристаллических массивах геосинклинальный этап герцинского цикла не сопровождался металлогеническими процессами. С раннеорогенной стадией связывается образование

небольших пегматитовых месторождений Дзирульского массива (Шроша и др.), золоторудные и шеелитовые оруденения Агверанского массива (Асланян, 1958).

Таким образом, металлогения различных стадий герцинской эпохи проявилась в различных тектонических секторах геосинклинальной системы Большого Кавказа. Ранне- и позднегеосинклинальная, а также позднеорогенная стадии имеют своих характерных представителей в вулканогенной эвгеосинклинали Передового хребта; раннеорогенная стадия — в зоне Главного хребта и позднеорогенная — в Бечасынской зоне (см. табл. I).

Последующее геологическое развитие Кавказа в промежутке времени кра-антропоген принято рассматривать в рамках единого альпийского тектонического цикла. Вместе с тем, для целей металлогенического анализа этот цикл необходимо разделить на два — 1) раннеальпийский или киммерийский, 2) позднеальпийский или собственно альпийский. Граница между ними уверенно прокладывается на рубеже раннего и позднего мела.

Киммерийский тектонический цикл, и соответствующая ему металлогеническая эпоха, полностью проявилась на Большом Кавказе, тогда как в тектонических зонах Малого Кавказа — Сомхето-Карабахской и Кафанской — редуцирован орогенный этап этого цикла. В киммерийском цикле геосинклинальная система Большого Кавказа сместилась к югу и роль внутренней ее зоны выполняет Южный склон. Вся северная часть системы после герцинского цикла выступает в качестве молодой эпипалеозойской платформы, где в мезозое и кайнозое отлагались осадки чехла. Граница между платформой и геосинклиной проводится по Пшекиш-Тырныаузской шовной зоне (Милановский, Хаин, 1963). Юрская геосинклиналь Большого Кавказа в конце раннеальпийской тектонической эпохи испытала консолида-

цию и в течение последующего периода времени развивалась в качестве орогенного эпигеосинклинального пояса. В ее пределах в собственно альпийском цикле сохранились лишь узкие унаследованные миеосинклинальные флишевые зоны.

В пределах Малого Кавказа на байкальской плите в начале юры, а особенно интенсивно — в раннем мелу, развивались наложенные вторичные эвгеосинклинальные прогибы, консолидация которых произошла в течение позднеальпийской тектонической эпохи. Таким образом, в направлении с севера на юг от герцинского до альпийского цикла на Кавказе наблюдается последовательное отмирание геосинклинального режима, появление молодых платформ, киммерийского и альпийского орогенных поясов. Такой тектонической эволюции соответствует эволюция металлогеническая.

Геосинклинальный этап киммерийской эпохи на Большом Кавказе знаменуется погружением зоны Южного склона, унаследованной от герцинского цикла, сопровождающимися активным основным магматизмом. Данное обстоятельство фиксирует смену миеосинклинального режима, существовавшего здесь в палеозое, эвгеосинклинальным (Милановский, Хаин, 1963). К северу от зоны Южного склона размещались Приволжораздельная, Южная и Северная зоны Большого Кавказа, а на юге — Закавказский срединный массив, который наравне со Скифской платформой служил жесткой рамой киммерийской геосинклинали.

В раннегеосинклинальную стадию, охватившую лейас, а в южной части Южного склона (Гагринско-Джавская зона П.Д. Гамкрелидзе, 1957) — и байос, образовались многочисленные гидротермальные рудопроявления медно-пирротиновой формации, в том числе пластообразные колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые месторождения сложного гидротермально-осадочного генезиса.

(Смирнов, 1967; Твалчрелидзе, Буадзе, 1972). Устанавливается их парагенетическая связь с геосинклинальным вулканизмом.

Позднегеосинклинальная стадия киммерийской эпохи объединяет верхнелейасский, байосский, а частично и нижнебатский магматизм и металлогению. Сюда относятся кератофиры Северного Кавказа, а также массивы габбро-плагиогранитной формации (Санчарский и Эцерский комплексы) Большого Кавказа. С отмеченными магматическими образованиями предположительно парагенетически связаны жильные кварцево-полиметаллические месторождения садонского типа (Твалчрелидзе, 1972) и скарново-магнетитовые рудопроявления Санчаро.

В последнее время появились данные (Кобилев, 1975) о наличии в месторождениях садонского типа двух разновозрастных и разнотипных этапов рудной минерализации. Наиболее продуктивный этап свинцово-цинкового оруденения, когда были сформированы сплошные, массивные, богатые полиметаллические руды, относится к герцинской металлогенической эпохе. Эти жильные месторождения локализованы исключительно в палеозойских кристаллических породах, преимущественно гранитах, и определяют промышленные перспективы Садонского района. Второй рудный этап проявился значительно позже и связывается с киммерийской эпохой. В пострanne-юрское время безрудные растворы вызвали регенерацию богатого палеозойского оруденения и переотложение рудных тел в глинистых сланцах, кератофирах и песчаниках, перекрывающих рудоносный фундамент. Такая точка зрения ныне заслужила всеобщее признание среди северо-кавказских геологов, благодаря четко наблюдавшимся различиям руд, образованных в результате двух разновозрастных этапов минерализации.

Реальность рудных этапов и их относительный возраст, по-

видимому, не может вызвать сомнений. Однако возрастная датировка каждого из них не имеет под собой объективной фактической основы. Нам не известны конкретные магматические образования палеозойского возраста, с которыми можно было бы увязать оруденение. Вместе с тем, геосинклинальный юрский магматизм представляет собой вполне реальный процесс, возможно рудоносный. Вместе с тем наличие месторождений двух типов и руд, принадлежащих к двум различным этапам нужно считать установленным.

К орогенному этапу на Большом Кавказе относятся угленосные и пестроцветные молассы средне-верхнеюрского возраста, развитые в зонах поднятий, тогда как погружения выполнены морскими эпиплатформенными, либо флишевыми осадками. Магматизм раннеорогенной стадии представлен Келасурским массивом гранита, с которым генетически связаны мелкие рудопроявления пегматитовой и кварцево-жильной молибденит-шеелит-касситерит-арсенопиритовой формации.

Металлогения позднеорогенной стадии киммерийской эпохи в соответствии с издавна разработанной схемой (Твалчредидзе, 1961), представлена месторождениями жильных галенит-сфалеритовой и барит-полиметаллической формаций, а также стратиформной галенит-сфалеритовой в карбонатных породах. Справедливость этих прежних построений ныне подтверждается данными определения радиологического возраста гидротермально-измененных вмещающих пород (М.М.Рубинштейн).

Развитие Малого Кавказа коренным образом отличается от Большого Кавказа. Если в последнем мы имели дело с типичными первично-геосинклинальными зонами (Передового хребта, Южного склона), имеющими, по-видимому, океаническое происхождение, то на Малом Кавказе в постпалеозойское время геосинклинальный ре-

жим был регенерирован и установился в локальных шовных зонах, сформировавшихся на байкальской эпиплатформенной плите. Такого рода зоны, обычно служащие ареной активного магматизма, мы считаем возможным именовать вторично-геосинклинальными вулканоплутоническими поясами. Как это сейчас выясняется, они обладают весьма характерными металлогеническими особенностями.

На Малом Кавказе орогенный этап киммерийского тектонического цикла отсутствует, а геосинклинальный этап подразделяется на две стадии: ранне- и позднегеосинклинальную. В период, соответствующий первой из них (ранняя, частично средняя юра) образовались юрские вулканогенные толщи непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации, слагающие Сомхето-Карабахскую и Кафанскую зоны. С ними ассоциируются и, по-видимому, связаны парагенетически, многочисленные месторождения колчеданной формации (Шамлуг, Кедабек, Чирагидзор, Дромбон, Кафан и др.). Эти месторождения обладают всеми характерными особенностями типа Куроко (Вулканизм и рудообразование, 1973). Они обычно приурочены к вулканогенным грабен-синклиналям).

С позднегеосинклинальной стадией (средняя и поздняя юра) связано внедрение интрузивных дериватов базальтоидной магмы, являющихся комагматами юрского вулканизма. С ними ассоциируются месторождения скарново-магнетитовой (Дашкесан), жильной кварцево-полиметаллической и жильной кварц-медно-полиметаллической (Дамблуд, Мехмана), жильной баритовой субформацией (Човдар), а также, как это сейчас выясняется, медно-порфировой рудных формаций. В поздней юре и раннем мелу значительная территория Малого Кавказа представляла собой сушу; морские осадки этого возраста имеют небольшое распространение. Данное обстоятельство и позволяет провести грань между киммерийским и альпийским

тектоническими циклами.

Геологическое развитие Кавказа в альпийском цикле различно для Большого и Малого Кавказа. В первом случае эвгеосинклинальный режим прекратился в средней юре и накопление флиша в остаточных шовных миогеосинклинальных зонах не сопровождалось процессами магматизма и металлогении. На Малом Кавказе, наоборот, альпийский цикл выражен полностью двумя этапами и их стадиями. Геосинклинальный этап здесь охватывает поздний мел-средний эоцен. В это время на периферии юрских поднятий Сомхето-Карабахской зоны формируются меловые вулканогенные прогибы, соединяющиеся с меловыми Аджаро-Триалетской и Севано-Курдистанской эвгеосинклинальными зонами. Вторая из них представляет внутранный прогиб геосинклинальной системы Малого Кавказа. В раннегеосинклинальную стадию отлагаются мощные толщи вулканогенно-осадочных пород базальт-дацит-липаритовой и андезит-базальтовой формаций. Габбро-пироксенит-дунитовая формация Севано-Акеринской зоны сопровождается типичными образованиями офиолитовых глубинных разломов — меланжем, радиоляритами и яшмами. В течение этой стадии образовались месторождения и рудопроявления колчеданной, гематито-пиролузитовой, баритополиметаллической и хромитовой рудных формаций.

Позднегеосинклинальная стадия, охватывающая конец среднего — поздний эоцен, проявлена отложениями флишевых толщ и регрессивных вулканогенно-осадочных пород. В это время внедрились интрузивные комагматы вулканогенных толщ, представленные массивами габбро-платиогранитовой, габбро-диорит-сиенитовой, щелочной сиенитовой формаций. С ними ассоциируются месторождения скарново-магнетитовой и жильной кварцево-медно-полиметаллической формаций. С позднегеосинклинальным эоценовым вулканиз-

мом, по-видимому, связаны проявления стратиформной и жильной медно-полиметаллической формации привольненского типа.

Орогенный этап (олигоцен-плиоцен), в течение которого Малый Кавказ превратился в молодую горную страну, продолжающую воздыматься и сейчас (Асланян, 1958), также подразделяется на две стадии. В течение раннеорогенной стадии (олигоцен-миоцен) образовались крупные монцонит-гранодиоритовые интрузивы Мисхано-Зангезурской зоны и связанные с ними медно-молибденовые месторождения медно-порфировой формации (Калджаран, Агарак, Анкаван и др.)

В позднегеосинклинальную стадию (миоцен-плиоцен) возникли разнообразные геологические формации, в том числе наземные вулканические излияния, слагающие высокотеррасные плато. К этой стадии относятся многочисленные малые интрузии различного состава, с которыми ассоциируются месторождения сурьмяно-ртутной, реальгар-аурипигментовой, жильной и метасоматической галенит-сфалеритовой, титано-магнетитовой и других рудных формаций (см. табл. I).

На Большом Кавказе, где альпийская металлогения также весьма продуктивна, нет основания для расчленения этого цикла на этапы и стадии геосинклинального развития. Здесь за пределами унаследованных флишевых миогеосинклиналей широко распространены молодые молассы, слагающие краевые прогибы и межгорные впадины. Магматические образования довольно разнообразны. К ним относятся массивы и малые интрузии гранитоидов, дайки и наземные излияния андезит-базальтовой формации. Они локализируются вдоль глубинных разломов общекавказского, либо поперечного к нему направления.

Месторождения и рудопоявления относятся к жильной кварцево-арсенопирит-молибденитовой, скарновой шеелит-молибденитовой,

жильной кварцево-галенит-сфалеритовой, ферберит-антимонитовой, реальгар-аурипигментовой, сурьмяно-ртутной и другим рудным формациям. Их размещение подчиняется главным образом структурным факторам. Проявления последних из названных формаций не обнаруживают видимой связи с магматизмом и могут быть отнесены к телетермальному типу.

Осадочные, магматические и рудные формации альпийского цикла на Большом Кавказе относятся не к геосинклинальным образованиям, а к периоду, переходному от геосинклинали к платформе. В отношении магматизма и металлогении этот период может быть разделен только на две стадии: 1) стадия образования гранитоидов, сопровождающихся минерализацией редких металлов и арсенопирита (поздний палеоген-ранний неоген), 2) стадия наземного вулканизма и образование телетермальных и возможно вулканогенных рудопроявлений различных видов металлов - вольфрама, сурьмы, ртути, реальгара, свинца и цинка (поздний неоген-антропоген).

Первая стадия проявилась после замыкания остаточных миогеосинклиналей, а вторая - одновременно с очередным глыбовым воздыманием горного сооружения Кавказа, раскалыванием его вдоль разломов и проникновению по ним андезито-базальтовой ма-мы. Эти стадии проявились и в сопредельных частях Скифской платформы. Они должны быть квалифицированы, как проявления процесса тектоно-магматической активизации (Шеглов, 1968).

Исходя из принятого определения "металлогеническая провинция" на Кавказе можно выделить пять провинций: 1) эпипалеозойской платформы, охватывающей Предкавказье, на западе переходящей в Степной Крым и Мизийскую плиту, а на востоке — в Туранскую плиту; 2) Альпийского складчатого пояса Большого Кавказа, на западе через бассейн Черного моря переходящего в Горный Крым, Балканы и Карпатскую дугу, а на востоке за пределами Каспийского моря замыкающегося в складчатом сооружении Большого Балхана; 3) Закавказского срединного массива; 4) офиолитового пояса Малого Кавказа, представляющего собой крайнюю северную ветвь северной офиолитовой провинции Анатолии, затухающую в восточном направлении; 5) Северную периферию Иранского срединного массива или субплатформу Малого Кавказа.

Приведенная схема расчленения Кавказа на геотектонические элементы первого порядка соответствует современным представлениям о его тектоническом строении. В основных чертах эти единицы совпадают с предшествующими опытами металлогенического анализа. Однако если в пределах Большого Кавказа и Предкавказья все остается без существенных изменений, то границы Малого Кавказа меняются довольно существенно. Дело в том, что на схеме районирования, представленной на металлогенической карте Кавказа, предусматривается принадлежность к Малому Кавказу Аджаро-Триалетской и Сомхето-Карабахской эвгеосинклинальных зон. Зоны эти, как неоднократно отмечалось в предыдущих работах (напр., Твалчрелидзе, 1977 и др.), заложены на эпипалеозойском (преимущественно байкальском) кристаллическом фундаменте вдоль глубоких разломов (рифтовые зоны на ранней стадии своего разви-

тия). Поэтому для них принято наименование наложенных или вторичных эвгеосинклиналей. Процесс заложения такого типа структур на ранее сформированной континентальной коре вслед за Г. Штилле принято именовать "регенерация геосинклинального режима".

Поскольку Аджаро-Триалетская и Сомхето-Карабахская зона заложены на южной периферии Закавказского срединного массива, то и должны быть отнесены к этой провинции, неразрывной частью которой они служили в течение всего палеозоя. Между тем в рамках альпийского тектонического цикла обе зоны резко отличались по своим геологическим структурам, характеру магматизма и металлогении от срединного массива, что и служит в данном случае основанием для рассмотрения их в границах провинции Малого Кавказа.

Офиолитовый пояс Закавказья, выделенный еще на заре геологических исследований Кавказа, по современным представлениям (Пейве, 1969 и др.) представлял собой в недавнем геологическом прошлом обширный океанический бассейн. Об этом свидетельствует наличие здесь реликтов типично океанических образований — радиоляритов, меланжа, а также специфических магматических формаций. Ныне эта некогда величественная океаническая структура, в результате мощных альпийских тектонических движений и значительных горизонтальных перемещений континентальных масс, образовалась в относительно узкую Севано-Акеринскую тектоническую зону, обладающую крайне сложным строением. Однако эта зона (возможно совместно с сопредельной с ней на юге Мисхано-Зангезурской зоной) в принципе должна быть выделена в самостоятельную провинцию, которую можно именовать складчатой системой Малого Кавказа.

Вопрос о тектонической природе следующей к югу Мисхано-Зангезурской зоны с новых позиций остается не решенным. Наличие здесь мощной палеогеновой вулканогенной толщи и крупных гранитоидных массивов при все еще не выясненном возрасте Зангезурских зеленокаменных пород и глубинной структуры области позволяет нам относить ее к геосинклинальным образованиям и рассматривать в составе складчатой системы Малого Кавказа. Вслед за М.В.Муратовым (1947) мы эту зону квалифицировали, как геосинклиналь остаточного типа (Твалчрелмдзе, 1961). Под таким наименованием она фигурирует и на металлогенической карте.

Самая южная часть Кавказа, в пределах которой эпиплатформенный режим сохранялся начиная по крайней мере с раннего палеозоя, известна под наименованием Приараксинской тектонической зоны. В последних работах по тектонике Кавказа, и в том числе на тектонической карте, составленной во исполнение темы Ю.И.СЭВ, она значится в качестве эпиплатформы, представляющей северную часть Иранского срединного массива, либо Иранской платформы по Д.Штёклину (1966). Эта часть в дальнейшем должна быть выделена как самостоятельная провинция Малокавказской эпиплатформы.

Отмеченные здесь пять провинций, а также возможно и акватории трех морей, омывающих кавказские берега на западе и востоке области, могут быть положены в основу дальнейших более детальных работ по металлогении (в частности палеометаллогении) Кавказа. Здесь же мы вынуждены сохранить районирование, принятое творческими коллективами кавказских геологов в начале работ по проблеме Ю.И.СЭВ.

Таким образом, в качестве металлогенических провинций Кавказа в настоящем очерке приняты следующие: I) Предкавказье

(эпипалеозойская Скифская плита), 2) Большой Кавказ (альпийская складчатая система), 3) Закавказский срединный массив, 4) Малый Кавказ (гетерогенное первично- и вторичногеосинклинальное и глыбовое сооружение). Предкавказье практически лишено эндогенных месторождений, а Закавказский массив в принятых границах удобнее именовать подпровинцией.

Границы между этими провинциями условные, поскольку они мигрировали от одного тектонического цикла к другому соответственно последовательному замыканию геосинклинального режима от северных зон к южным. Если в байкальском цикле Кавказ являлся частью единой обширной геосинклинальной области, то в герциновом он уже выступает в качестве двух систем, разделенных геоантиклиналью, в киммерийском цикле геосинклинальные условия на Большом Кавказе сохранились в относительно узкой зоне, по существу ликвидированной к началу альпийского цикла.

На Малом Кавказе развитие осуществлялось по более сложному плану, после байкальской складчатости здесь возникла плита, испытавшая регенерацию геосинклинального режима в юре и особенно интенсивную — в позднем мелу. Поэтому альпийский цикл здесь проявлен полностью. Отмеченные особенности обусловили металлогеническую специфику отдельных провинций, зон и районов. Ниже вкратце охарактеризованы главные из них от байкальских до альпийских.

При выделении металлогенических зон на металлогенической карте в их контур включалась не обязательно вся территория геотектонической структуры, как это предусмотрено определением термина, но только ее рудоносная часть. Так, например, металлогеническая зона Главного хребта не охватывает всю одноименную структуру, а лишь ее северную половину, сложенную кристал-

лическими сланцами сиалического облика, прорванную калиевыми гранитами и несущую редкометальное оруденение.

Границы разновозрастных зон показаны на карте различными цветами — байкальские — красным, герцинские — коричневым, киммерийские — синим, альпийские — зеленым. Для каждой зоны предусмотрен номер. В контуры зон вписаны индексы элементов, на которые она перспективна.

Досреднедевонские металлогенические зоны. Ограниченность площадей выхода на поверхность древнейших интенсивно метаморфизованных пород и недостаточная изученность размещенного в них оруденения позволяет выделить байкальские зоны в значительной мере предположительно. Типовыми металлами этой эпохи являются медь, золото, свинец, цинк, вольфрам, молибден, железо, хром.

Бльбская зона располагается в междуречье среднего течения Большой и Малой Лабь, где она вытягивается полосой северо-западного направления на 50–60 км при ширине 5–10 км. Северная граница зоны определяется выходами на поверхность досреднедевонских метаморфических толщ, перекрываемых вулканогенно-осадочными толщами, а южная — серией крупных разломов Пшекиш-Тырнаузской шовной зоны.

Бльбская зона сложена породами метаморфических формаций, образовавшихся по терригенным и терригенно-вулканогенным толщам протерозойского возраста. В основании серии метаморфических образований залегает свита амфиболовых сланцев и гнейсов. Большая часть амфиболитов произошла за счет вулканогенных пород. Верхняя часть метаморфической серии представлена породами метаморфизованными в фации зеленокаменных сланцев и мраморизованными известняками. В пределах зоны широко распро-

странены интрузивные образования нижнепалеозойского Уруштенского магматического комплекса: габброиды, ультрабазиты, тоналиты, плагиограниты, пегматиты, аплиты. Кроме того в зоне известны штоки и дайки кварцевых порфиров, андезитов, дацитов и диабазов позднепалеозойского и мезозойского возраста.

Структурная позиция зоны определяется ее совмещением с антиклиналью северо-западного направления, сформированной раннегерцинскими деформациями. Однако в древнейших метаморфических породах зоны трассируют субмеридиональные структуры. В досреднедевонское время Блыбская зона занимала северную периферическую часть относительно устойчивого блока геосинклинали. Породы зоны испытали неоднократный, в том числе ретроградный, метаморфизм. В последующем в досреднедевонских породах широко проявился процесс альбитизации, иногда выражавшийся образованием мономинеральных альбититов. Еще позже оформилась метаморфическая кварц-мусковитовая минеральная ассоциация, наиболее интенсивно проявившаяся в верхней более кислой части толщи. Такая интенсивная метасоматическая переработка пород вряд ли способствовала сохранению древних средне- и низкотемпературных рудных образований.

Металлогеническую специализацию зоны определяют развитые здесь проявления кварц-шеелитовой и кварц-молибденитовой рудных формаций (Блыбское). Рудопроявления тяготеют к северному борту зоны, где известны кислые породы и максимально развиты процессы кварц-мусковитовых изменений. Серии кварц-шеелитовых и кварц-молибденитовых жил с сульфидами (арсенопиритом, реже халькопиритом и галенитом) сосредоточены в краевой части антиклинальной структуры и имеют преимущественно северо-западное, реже субмеридиональное и субширотное направления (Блыбское). Мо-

либденит содержится также в аплитовидных дайках и грейзенизированных породах. Из других видов рудных полезных ископаемых в Блыбской металлогенической зоне известны единичные проявления оловянной минерализации, приуроченной к пегматитам.

Хасаутская зона расположена в бассейне р.Хасаут и приурочена к древнему синклинорию, сложенному метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами доверхнекембрийского возраста. Блок этих пород вытянут в широтном направлении на 60–70 км при ширине 10–30 км. С запада, севера и юга зона ограничена магматическими контактами с гранитоидами, а к востоку погружается в Терский альпийский передовой прогиб. Хасаутская зона имеет двухъярусное строение. Нижний ярус сложен породами хасаутской свиты, метаморфизованными в фации зеленокаменных сланцев и филлитов.

Формирование слагающих зону докембрийских вулканогенно-осадочных толщ происходило в геосинклинальных условиях. В послекембрийское время Хасаутский блок пород впалялся в жесткую глыбу и не подвергался метаморфизму. Поэтому предполагается сохранность в зоне возможного здесь оруденения геосинклинального этапа, поскольку широко развитые вулканиты благоприятны для колчеданообразования. В Хасаутской зоне встречены, но еще не исследованы, пиритизированные зоны (приустьевая часть долины р.Хасаут), а также кварцевые жилы с убогим оруденением кварц-полиметаллической рудной формации (халькопирит, пирит, реже галенит и сфалерит), связанные с плагиогранитами. Последние локализованы в толще хлоритовых, хлорит-серицитовых сланцев хасаутской свиты и плагиогранитах, концентрируясь вдоль границы Хасаутского прогиба и Бечасынского поднятия. В Малкинском серпентинитовом массиве встречаются шпирь и жилообразные тела

хромитов (Дюрбеджи-Дорбун).

Кубано-Лабинский пояс располагается в северных предгорьях Большого Кавказа между рр. Малая Лаба и Кубанью. Металлогеническая зона совпадает с линейно вытянутым поясом массивов ультраосновных пород (Беденский, Тебердинский), приуроченным к разлому первого порядка, ограничивающему с севера раннегерцинскую эвгеосинклиналь. Все известные массивы пояса сложены серпентинитами, образованными по перидотитам, возраст которых, как и магматического оруденения, считается досреднедевонским. В связи с ультраосновными породами Кубано-Лабинского пояса находятся две рудные формации: 1) хромитовых сегрегационных руд, 2) остаточных и переотложенных железных руд. Хромитовые руды образуют шпировидные массивные выделения с ореолами вкрапленников в серпентините (Беденское).

Остаточные и осадочные переотложения железные руд залегают в основании юрских толщ, трансгрессивно перекрывающих древние образования серпентинитового пояса. Они возникли за счет разрушения и переотложения коры выветривания серпентинитов, образовавшейся в триасовое и раннеюрское время.

Герцинские металлогенические зоны. Зона Главного хребта расположена в осевой части Большого Кавказа, где обнажаются древние кристаллические породы. Зона протягивается в субширотном направлении от верховьев р. Пшехи на западе до левобережья Терека на востоке и располагается в наиболее высокогорной части региона, занимая верховья рек Фиагдона, Уруха, Черека, Баксана, Малки, Кубани, Зеленчука, Большой Лабы, Белой, Бзыби, Кодори, Ингури, и Риони. В тектоническом отношении зона приурочена к ядру мегантиклинория и охватывает ту его часть, которая сложена в основном верхнепалео-

зойскими гранитами и метаморфическими породами кислого состава. Северной границей зоны является Пшекиш-Тырныауская система разломов; южная граница очерчивается областью распространения верхнепалеозойских калиевых гранитов и вмещающих толщ. В период максимальной металлогенической активности зоны ее тектоническое положение было вполне определенным. К югу от нее в Сванетии и к северу в Передовом хребте, располагались области интенсивного погружения и накопления мощных осадочных и эффузивных толщ, в то время как сама зона являлась устойчивой областью с последующим интенсивным воздыманием в средне- и послесреднекаменноугольное время. Таким образом можно считать, что на протяжении всего герцинского цикла область Главного хребта была устойчивой, жесткой внутренней зоной геосинклинали.

Субстрат зоны в значительной мере переработан гранитоидными интрузиями и сохранился лишь на отдельных участках, где представлен гнейсами, кварц-хлорит-мусковитовыми, кварцевослюдистыми с андалузитом сланцами и другими, образовавшимися по терригенным толщам и эффузивам кислого состава.

Главенствующим геологическим процессом в зоне Главного хребта в герцинскую эпоху являлось гранитообразование. Приблизительно 50% площади зоны сложено гранитоидами, большая часть которых представлена верхнепалеозойскими микроклиновыми гранитами, аляскитовыми гранитами, плагиогранитами, аплитами, пегматитами, относящимися к гранитовой и плагиогранитовой формациям. Абсолютный возраст гранитов колеблется от 270 до 290 млн. лет.

Зона Главного хребта ограничена крупными субширотными разломами и разбита системой северо-западных нарушений на ряд ромбовидных блоков: Балкаро-Дигорский, Кубано-Тебердинский, Софийский, Чугушский и Адайхохский. Вдоль этих "внутренних" разломов

северо-западного простирания располагаются депрессии с сохранившимися в них юрскими отложениями.

В пределах металлогенической зоны Главного хребта широко распространены палеозойские месторождения и рудопроявления вольфрама, молибдена, олова, свинца, цинка и ряда других металлов, которые относятся к формациям редкометалльных пегматитов (Уллу-кам, Аксаут), меденосных скарнов, кварц-золото-арсенопиритовой (Чегет-Джора), кварц-арсенопирит-полиметаллической (Уяна-Чарх), кварц-молибденитовой (Уллу-кам), кварц-шеелитовой (Кти-Тебердинское) и других рудных формаций.

Размещение рудопоявлений и месторождений зоны Главного хребта контролируется магматическим, структурным и литологическим факторами. Так, например, наиболее значительные скопления пегматитов располагаются на участках концентрации тектонических нарушений или на площадях массивов с сохранившейся кровлей (Вазахское пегматитовое поле, Туялинское, Верхне-Зеленчукское, Заканское). Оруденение обычно приурочено к кровле гранитов, причем в экзоконтакте располагается мышьяковое, в самих гранитах — молибденовое. И то и другое оруденение локализуется в разломах северо-западного простирания (Азгек). Однако рудные тела редкометалльных месторождений (Кти-Теберда, Уллу-Кам) южной окраины зоны Главного хребта размещаются в субмеридиональных и субширотных (Кти-Теберда) нарушениях. Пространственное размещение комплекса месторождений зоны Главного хребта прежде всего определено положением массивов гранитов, приуроченных к полосе преимущественного распространения сиалических метаморфических пород.

Зона Передового хребта располагается на северном склоне Большого Кавказа, вытягиваясь в субширотном направлении от реки Баксан на востоке до реки Белой на западе. Ее южной границей

является Пшекиш-тырныузская зона глубинных разломов, а северной — т.н. Северный разлом, прослеживаемый геофизическими методами под чехлом платформенных юрских отложений в предгорной части. В альпийской структуре Кавказа зона Передового хребта представляет блок фундамента эпигерцинской платформы (краевой массив) слабо деформированный при тектонических движениях в неогене. Северная часть зоны на участке от р.М.Лаба до р.Чемарткол перекрыта юрскими отложениями мощностью 400–800 м.

В период формирования характерного для зоны медного оруденения в среднем палеозое она представляла собой эвгеосинклинальный прогиб, обрамленный с севера и юга относительно устойчивыми зонами — Бечасынской и Главного хребта. В несколько более позднее время — в среднем, позднем карбоне и в перми — при интенсивном воздымании Кавказа Передовой хребет являлся межгорным прогибом, в котором накапливались молаасы.

Металлогенический блок зоны Передового хребта определяется широко распространенным здесь медным оруденением, представленным медноколчеданной, кварц-халькопиритовой и медистых песчаников формациями. Кроме того здесь известны хромитовые, кварц-полиметаллические, карбонатно-апатитовые, баритовые и другие рудопроявления и месторождения, играющие подчиненную роль.

Медноколчеданные месторождения Передового хребта (Бескес, Худес и др.) находятся в тесной парагенетической связи с контрастной базальт-диабазитовой вулканогенной формацией. Они локализируются в тех участках зоны, которые в раннегеосинклинальную стадию ее развития были наиболее мобильны, где проявился активный эффузивный и субэффузивный магматизм. Эти участки, как правило, тяготеют к долгоживущим разломам, активным в среднем девоне. Они располагались в областях максимального погружения,

приурочиваясь к осложняющим их мелким поднятиям.

Рудопроявления хромитовой формации в зоне Передового хребта, представленные Беденским и другими объектами связаны с массивами ультраосновных пород, расположенными по северной периферии зоны, где они, по-видимому, более древние, и в ее центральной части, где возраст этих пород скорее всего каменноугольный.

Кварц-полиметаллические рудопроявления Передового Хребта имеют позднепалеозойский возраст, локализуясь в терригенных и молассовых отложениях карбона и перми. Они представляют собой отдельные кварц-карбонатные или кварцевые жилы с сульфидами, локализованные в разломах различных направлений. Каких-либо закономерностей их размещения, или связи с другими геологическими формациями не устанавливается.

Оригинальными образованиями зоны являются карбонатно-апатитовые месторождения (Маркопиджский район), которые представляют собой продукт воздействия гранитоидной интрузии на ультраосновные породы. Медистые песчаники в виде небольших линз или нечетких горизонтов встречаются в сероцветных отложениях среднего и верхнего карбона и красноцветов перми, формировавшихся в лагунных и континентальных условиях.

В металлогенической зоне Передового хребта не наблюдается какой-либо зональности в размещении рудных месторождений; и определяющей закономерностью распределения рудных формаций — медноколчеданной, медистых песчаников, хромитовой — является наличие пород, с которыми они связаны: а) дифференцированных вулканотенных толщ, б) лагунных и континентальных песчаников и в) серпентинитов.

Бечасинская зона располагается на одноименном плато в предгорной части северного склона Главного Кавказского хребта в

междуречье Кубани, Малки и Баксана. Зона прослежена в широтном направлении более чем на 100 км при ширине — 15–25 км. Она совмещается с Бечасынским антиклинальным поднятием, зародившемся, по-видимому, в силурийское время и в герцинском тектоническом цикле, когда сформировалось полиметаллическое оруденение (C_3 -P), являлось северным устойчивым обрамлением эвгеосинклинали Передового хребта. С севера зона четко отграничивается нижнепалеозойским Хасаутским зеленокаменным синклинием. На востоке она скрывается под Терским передовым прогибом.

В строении зоны отмечается трехъярусность. В кристаллическом субстрате зоны развиты формации метаморфических пород, возникшие по терригенным (песчано-глинистым) толщам с эффузивами преимущественно основного и среднего (спилито-кератофирового) состава.

Интрузивные формации имеют широкое развитие в пределах зоны. Наибольшее распространение получили породы гранитной формации (рр. Тызыл, Малка, Мушта, Эшкаком, Аликоновка), включающей комплекс гранитоидных пород ("красных северных" гранитов) орогенного этапа развития геосинклинали позднепалеозойского возраста. С их формированием связаны все полиметаллические проявления зоны. Породы (серпентиниты) гипербазитовой формации образуют мелкие интрузивные тела по рр. Кубань, Джалан-Кол, Тызыл, Гингит. В бассейнах рек Кубани, Малки, Кнгушли, Аманкол обнаружены тела древних метаморфизованных габброидов и диоритов.

Металлогеническую специализацию Бечасынской зоны определяют широко развитые в ней проявления жильной кварц-полиметаллической и жильной барит-полиметаллической рудных формаций. Кроме того здесь известны редко встречающиеся проявления кварц-молибденитовой и кварц-шеелитовой рудных формаций. Типоморфными

металлами зоны считаются свинец, цинк, молибден, оарит.

Определенную роль в металлогенической специализации зоны сыграло оруденение предшествовавших эпох, перераспределенное в связи с переработкой древнего субстрата. Руды полиметаллических проявлений содержат в связи с этим несвойственные им минералы никеля и хрома. Полиметаллическое оруденение находится во временной, пространственной, в некоторых случаях и генетической связи с гранитами и их дериватами (дайками гранодиоритов) (Эльбрусское, Тызильское). Тесную пространственную связь с этими породами имеют и молибденовые проявления. Полиметаллическое оруденение считается характерным для позднеорогенной стадии герцинского цикла на Большом Кавказе. Возраст его принят позднекарбонным—пермским.

Северный ртутно—сурьмяно—мышьяковый пояс предположительно пермо—триасового возраста наложен на металлическую зону Передового хребта. Его границами можно считать верховья р. Кишкит на востоке и долину р. Курджипс на западе. В этой полосе палеозойские породы перекрыты ниже—среднеюрскими отложениями и оруденение наблюдается только в эрозионных окнах палеозоя. В период оруденения в позднем палеозое этот участок представлял собой северную окраину межгорного прогиба, ограниченного с севера и юга растущими поднятиями.

В системе альпийского антиклинория полоса распространения ртутно—сурьмяного оруденения представляет собой часть его северного крыла, нарушенного крупными разломами субширотного, северо—западного и субмеридионального простирания. По—видимому, многие из субширотных и северо—западных нарушений унаследованы от более древних, располагавшихся по окраинам среднепалеозойского прогиба в его границы с более жесткими структурами Глав—

ного хребта и Предкавказья. Каждый из четырех ярусов слагающих пояс пород характеризуется несколько отличным от других планом размещения пликативных структур. Одновозрастный с оруденением верхнепалеозойский ярус (верхний карбон, пермь, триас) характеризуется наличием брахиморфных, возможно конседиментационных структур.

В пределах описываемого пояса известны ртутно-сурьмяно-мышьяковые, мышьяковые, ртутные рудопроявления и месторождения реальгар-антимонит-киноварной формаций, а также ряд мелких сурьмяных, полиметаллических, молибденовых и медных палеозойских рудопроявлений. Все рудопроявления располагаются только в палеозойских породах, не распространяясь в нижнеюрские песчаники. Важной особенностью оруденения реальгар-антимонит-киноварной формации пояса в отличие от альпийских месторождений Северного Кавказа является ведущая роль мышьяка и сурьмы в их рудах, наличие самородного мышьяка и ряда сульфидов. Ртутно-сурьмяно-мышьяковые, ртутные и другие рудопроявления пространственно ассоциируются с дайками и штоками плагиоаплитов, диоритов, граносиенитов, приурочиваясь к ур. Котел к одним и тем же структурам, а в районе Кишкита располагаются вблизи верхнепалеозойского вулкана. Кроме того по южному ограничению Перелового хребта ртутные рудопроявления иногда пространственно ассоциируются с массивами серпентинитов (Закан).

К герцинским металлогеническим зонам относится и Дзирульский массив, представляющий собой поднятую и обнаженную на поверхности часть древнего кристаллического фундамента Закавказского срединного массива. В его пределах развито большое число нерудных полезных ископаемых, в их числе к эндогенным месторождениям относятся керамические пегматитовые жилы. Большое их

число расположено среди габброидных пород раннепалеозойского возраста. Все они генетически связаны с герцинскими красными гранитами.

Киммерийские металлогенические зоны. Приводораздельная зона прослеживается более чем на 400 км от р.Самур на востоке до верховьев р.Пшехи на западе при ширине, не превышающей 20–30 км. Ось зоны в большинстве случаев совпадает с водораздельной частью Большого Кавказа. Северная граница зоны в Дагестане проходит по долине р.Самур, далее на запад она постепенно отклоняется к северу. От верховий Б.Лабы ее можно проследить к истокам Уруштена и далее к р.Киша. Южная граница зоны проходит в пределах Азербайджана и Грузии, располагаясь грубо параллельно северной границе.

В период образования рудопоявлений Приводораздельная зона имела скорее всего синклинальную структуру, в которой могли возникать, как предполагает Г.Д.Ажгирей (1960) конседиментационные складки. Во второй половине юрской эпохи в зоне на фоне прогибания отмечались импульсы положительных движений и в преджелловское время происходило основное складкообразование.

Описываемая зона сложена в основном ниже-среднеюрскими отложениями, относимыми к аспидной и терригенно-вулканогенной формациям, в отдельных случаях проявления медно-пирротинового оруденения локализованы в герцинском фундаменте. В тектоническом отношении зона совпадает с северной частью интенсивно прогибавшегося сектора киммерийской геосинклинали, который может быть назван геосинклинальным рвом. К северу от зоны располагается относительно устойчивая часть геосинклинали (миогеосинклиналь), имеющая в своем фундаменте герцинские граниты, а к югу интенсивно прогибавшаяся зона распространяется на южном склоне

хребта вплоть до Гагринско-Джавской, Сванетской и Дзирульской устойчивых структур.

На севере зона ограничивается глубинным разломом, фрагментами которого являются Бурон-Ларский и Тугупсинский. В пределах этой площади интенсивно проявился ниже-среднеюрский магматизм, с продуктами которого пространственно связаны месторождения и рудопроявления медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических руд.

Типичными для зоны являются месторождения медно-пирротиновой (Мамисонское, Девдоракское и др.), кварц-халькопиритовой (Джерахское, Суаркомское), колчеданно-полиметаллической (Лаурское, Буронское, Курдул-П) формаций и формации медно-цинковых скарнов (Бушуй, Водораздельное и др.). Кроме этих видов оруденения на ее территории встречаются рудопроявления кварц-полтиметаллической и кварц-кобальтовой формаций (Цимирцы, Химрек).

Цепь многочисленных проявлений юрского медного оруденения Приводораздельной зоны прослеживается от р. Пшехи на западе до р. Самур на востоке. Локализованы они в основном в песчано-глинистых отложениях, сочетающихся с эффузивными и гипабиссальными основными породами. Парагенетическая связь оруденения с проявлениями магматических пород основного состава установлена для медно-пирротиновых проявлений и предполагается для кварц-халькопиритовой формации. Колчеданно-полиметаллическое оруденение связано, по-видимому, с основными эффузивами.

Магматизм и оруденение в Приводораздельной зоне являются следствием единого процесса погружения геосинклинали в ранне-среднеюрское время. Первые этапы образования медного оруденения происходили здесь параллельно с эффузивной деятельностью (Мачхалор, Лаура), более поздние — одновременно с внедрением

даек диабазов или еще позже после образования даек и мелких массивов гранитоидов (Санчаро, басс.р. Ахтычай). О связи основного магматизма и медного оруденения говорит и то, что области проявления магматизма и оруденения в зоне совпадают, а конфигурация областей развития оруденения повторяет конфигурацию зон развития магматических пород основных эффузивов и даек. Отдельные рудные поля зоны приурочены к скоплениям даек диабазов (Девдоракское, Кальяльское, Татлухорский участок и др.). Рудные тела месторождений тяготеют или совмещаются с магматическими образованиями. Так медно-пирротиновое и кварц-халькопиритовое оруденение имеет пространственную связь с дайками диабазов и диоритов (Девдоракское, Кальяльское, Суашкомское). Медное оруденение в скарнах с наложенными на них медно-пирротиновыми жилами располагается на контактах диоритовых массивов (Санчаро), даек диабазов, спессартитов (Уруштен).

Результаты исследований последних лет указывают не только на пространственное сочетание медного оруденения и основных магматических пород, но и на их сходные структурные позиции. Основной структурой, определяющей их положение на Большом Кавказе является зона Главного Кавказского глубинного разлома. На северо-западе это Тугупсинский надвиг, в Центральном Кавказе – Адайхохский, Тибский и Бурон-Ларская структура, в Дагестане – Ахтычайский разлом и ему параллельные. Медно-пирротиновое оруденение и дайки размещаются в однотипных структурах северо-западного направления, а встречающиеся здесь свинцово-цинковые проявления, сформированные позже при изменении структурного плана, располагаются преимущественно в нарушениях северо-восточного направления.

Колчеданно-полиметаллические и переходные к медно-пирротин-

новой формации проявления располагаются по периферии области максимального проявления эффузивного и субэффузивного магматизма (Бурон и др.) или совмещаются с участками извержения кислых и основных лав (Лаура). Наиболее крупные колчеданно-полиметаллические месторождения залегают в стратиграфических горизонтах, которые накапливались в момент проявления эффузивного вулканизма в центральной части геосинклинали. На связь медного оруденения с основными породами Приводораздельной зоны указывает и зональное размещение оруденения в ней. К полосе активного основного магматизма приурочена здесь зона медного оруденения, а полиметаллическое тяготеет к периферии медной зоны.

Контроль медного оруденения в зоне осуществляют и элементы структурно- и стратиграфо-литологического порядка. Экранирование оруденения песчано-глинистыми юрскими толщами, по-видимому, обусловило приуроченность и концентрацию его на контакте юрских толщ (Фиагдонское и др.) или залегание рудных тел в антиклинальных структурах, сложенных ими (Аттагайское, Курдульское и др.). Эффузивная деятельность основного вулканизма в аалене и формирование колчеданного оруденения близь — одновременны, поэтому наиболее крупные колчеданные рудопоявления залегают в верхней части ааленского яруса, содержащего конкреции сидерита. Генетическая связь оруденения в Приводораздельной зоне с эндогенными процессами формирования проявлений производных базальтовой магмы определила возникновение единого непрерывного генетического ряда рудных образований.

Северо-Кавказский полиметаллический пояс протягивается от верховьев р. Пшехи до верховьев р. Аргун. В Дагестане зона с полиметаллическим оруденением четко выделяется в среднем течении р. Самур. Районы концентрации полиметаллического оруденения гра-

ничают с районами развития медного оруденения и располагаются севернее последних. Этим и определяется южная граница зоны, являющаяся довольно условной. Северная граница проводится уверенно в междуречье Аргун-Черек по эскарпу Скалистого хребта, далее она изгибается к югу параллельно долине р. Харес и Адыл-су, западнее она проходит по палеозойскому кристаллическому фундаменту и в верховьях р. Белой по эскарду известняков верхней юры.

В киммерийской геосинклинали зона с предкейловым полиметаллическим оруденением занимает вполне определенное тектоническое положение и представляет собой относительно устойчивый блок геосинклинали, фундамент которой в большей части сложен средне- и верхнепалеозойскими гранитоидами.

Металлогеническая специализация Северо-Кавказского пояса определяется широким распространением в его пределах месторождений и рудопроявлений жильной кварц-полиметаллической формации, локализованных в палеозойском и ниже-среднеюрском структурном ярусах. Оруденение не проникает в отложения верхней юры. Не обнаружено оно и в заведомо байосских эффузивных и терригенных образованиях. Наибольшая концентрация киммерийских кварц-полиметаллических жил наблюдается в Горной Осетии, на Северо-Западном Кавказе, в бассейнах рек Аруштен, Белая и Пшеха в кристаллических сланцах докембрия — нижнего палеозоя, палеозойских гранитоидах и юрских песчано-глинистых породах.

Специализацию зоны определили следующие основные факторы: 1) повышенное содержание свинца в гранитоидах, составляющих фундамент зоны, 2) положение ее в окраинной части жесткого блока, соседствующего с эвгеосинклинальным прогибом, где происходили активные тектонические и магматические процессы, 3) акти-

визация чередующегося кислого и основного магматизма и внедрение даек диабазов типа малых интрузий в пределах зоны перед рудообразованием, 4) контрастное перемещение зоны, вызвавшее дробление окраинной части жесткой глыбы и ее воздымание перед рудообразованием, определившее приоткрывание трещин и продвижение рудоносных растворов. Размещение и интенсивность предкелловейского полиметаллического оруденения в зоне определяется в основном структурными факторами и компетентностью пород в образовании проницаемых для растворов нарушений.

Наиболее крупные скопления руд располагаются в хрупких породах нижнего структурного яруса вблизи контакта с относительно пластичными ниже-среднеюрскими толщами, игравшими роль экрана. Вблизи этого контакта в глинистых сланцах и эффузивах также располагается много рудопоявлений. В районах развития полиметаллических проявлений отмечается пространственная ассоциация оруденения с проявлениями вулканизма средне-кислого состава нижнего лейаса.

Гагрско-Джавская зона также относится к структурам, консолидированным в результате батской тектонической фазы. Она представляет субширотную полосу длиной около 300 км, ограниченную на севере сланцевой геосинклиналью Южного склона, а на юге - Закавказским срединным массивом. Зона преимущественно сложена порфиритовой свитой байоса, представляющей собой мощную толщу слабо дифференцированных вулканогенно-осадочных пород базальтоидного состава. В ядрах крупных антиклиналей среди этих образований обнажаются подстилающие песчано-сланцевые отложения верхнего лейаса. Эти типично геосинклинальные формации испытали интенсивную складчатость в конце байоса - начале бата, после чего припаялись с севера к Закавказскому срединному массиву. Бо-

лее молодые осадки позднеюрского-мелового возраста имеют эпиконтинентальный характер и несогласно перекрывают жесткое основание порфиритовой свиты. Переходные слои, развитые в локальных депрессиях, представлены угленосными свитами бата, к которым приурочены наиболее крупные в Грузии месторождения каменного угля.

Металлогения Гагрско-Джавской зоны весьма отчетливая и представлена барито-полиметаллическим оруденением, в котором выделяются субформации: 1) собственно баритовая, 2) жильная кварцево-полиметаллическая, 3) стратиформная свинцово-цинковая в доломитах титон-неокома. К первой из них относятся известные жильные месторождения высокопроцентного барита, которыми издавна славится Грузия.

Сомхето-Карабахская зона имеет СЗ простирание и распространена в виде широкого пояса на территории всех трех республик Закавказья. Северная граница ее с альпийской Болнисско-Кировабадской зоной не четко выражена, а южная совпадает с серией глубинных разломов офиолитового пояса. В зоне преимущественным распространением пользуются юрские породы. Они несогласно налегают на размытую поверхность древних кристаллических образований, выступающих в виде изолированных массивов (Храмский, Локский). Низы разреза юрских отложений сложены слюдистыми сланцами среднего лейаса, сменяющимися мощными вулканогенно-осадочными толщами средней юры. В отличие от предыдущей зоны степень дифференциации их значительная, что и обусловило большое металлогеническое значение Юрского геосинклинального вулканизма.

Раннегеосинклинальные вулканы в пределах локальных поднятий вмещают массивы интрузивных пород — плагиогранитов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, представляющих собой позднегео-

синклинальные комагматы юрского вулканизма. Всю отмеченную зону можно отнести к категории вторично-геосинклинальных вулканоплутонических поясов.

В данной зоне преобладающей является колчеданная формация, с месторождениями которой тесно ассоциируются в пространстве проявления колчеданной барит-полиметаллической формации. Отмеченные рудообразования относятся к вулканогенным месторождениям типа Куроко.

С позднегеосинклинальным интрузивным магматизмом связаны скарново-магнетитовые, жильные кварц-полиметаллические и меднопорфировые месторождения. Последние представлены в виде убогой вкрапленной и прожилковой минерализации в гранитоидах.

Кафанская зона геологически весьма сходна с Сомхето-Карабахской. В ее пределах также наибольшим распространением пользуются юрские вулканы, среди которых размещены жильные колчеданные и отчасти колчеданно-полиметаллические месторождения. Наиболее благоприятными для оруденения являются кварцевые порфиры, кварцево-плагиоклазовые порфиры и туфобрекчии. Рудные участки контролируются брахиформными антиклинальными складками и разрывными нарушениями различных порядков.

А л ь п и й с к и е м е т а л л о г е н и ч е с к и е з о н ы. Молодые магматизм и металлогения находят выражение как в провинциях Предкавказья, Большого Кавказа и Закавказского срединного массива, где они связаны с наложенным процессом тектонической активизации, так и Малого Кавказа, в котором альпийский цикл проявлен типичным геосинклинальным развитием.

На территории, располагающейся к северу от Пшекиш-Тырн-аузской зоны разломов, которая с начала ранней юры отделяла геосинклинальную область от субплатформенной, располагаются

участки концентрации в мезокайнозойских осадках железа, свинца, цинка, а также нерудных полезных ископаемых — гипса, доломита, галита, серы, целестина. На основании данных палеофациального анализа и размещения минерализации здесь выделены минерогенические зоны развития полезных ископаемых, образовавшиеся в мезозойскую эру: 1) юрские железорудные бассейны, 2) зона стратифицированных проявлений свинца и цинка, 3) предгорная зона месторождений гипса, доломита, серы, целестина.

В пределах эпигерцинской платформы и на северном склоне Главного Кавказского хребта известно две области (восточная и западная), где в ниже-среднеюрском море существовали благоприятные условия для накопления железных руд. Западная область расположена в междуречье Уруп-Белая, где месторождения образуют почти непрерывную цепь залежей, обнажающихся у южной кромки распространения терригенных пород (песчаники, алевролиты и аргиллиты) нижней юры, относимых к морской трансгрессивно-терригенной формации. Осадконакопление происходило в мелководном море при заметно расчлененном рельефе водосборной площадки, что обусловило их терригенный характер. Залегают эти отложения на размытой поверхности метаморфических пород докембрийского-нижнепалеозойского возраста, а также на отложениях триаса, иногда с базальным конгломератом в основании.

Восточная область распространения железорудных месторождений расположена в междуречье Баксан-Заленчук и вмещает месторождения, располагающиеся в верхнетюрских, ааленских и келловейских отложениях, относимых к морской трансгрессивно-терригенной формации. Железные руды образовались здесь при размыве и перетолжении продуктов коры выветривания серпентинитов, юрских охристых и пород фундамента.

Предгорная минералогическая зона представляет собой область развития лагунных осадков кимеридж-титонского возраста на Западном и Центральном Кавказе и кимеридж-валанджинского в Дагестане. Эти осадки формировались в период максимальной регрессии верхнеюрского-мелового моря, когда сохранившиеся мелководные бассейны отличались повышенным засолением, чередуясь с периодами опреснения.

Предгорная зона располагается в нижней части Северного склона Главного Кавказского хребта, протягиваясь узкой полосой северо-западного простирания от р.Аварское Койсу на востоке до р.Белой на западе. На юге границей зоны принимаются естественные выходы кимеридж-титон-нижнемеловых лагунных отложений, обнажающихся в средних течениях рек Черека, Чегема, Баксана, Хасаута, Эпкакона, Большой и Малой Лабы и Белой вблизи с.Даховской. Северная граница Предгорной зоны проводится условно приблизительно параллельно южной в 4-3 км от нее там, где кимеридж-титонские осадки погружены более чем на 1,5-2 км. Западное выклинивание зоны наблюдается в бассейне р.Белой, где платформенные верхнеюрские-меловые осадки фациально замещаются флишем.

Кимеридж-титонские толщи представляют собой единую серию пород эвапорито-красноцветной формации - песчаников, алевролитов, глин с линзами гипса, ангидрита, каменной соли, доломитов, связанных постепенными переходами по вертикали и по простиранию. Их отложение происходило на участках относительного прогибания, приуроченных к долгоживущим парагеосинклинальным прогибам - Восточно-Кубанскому и Баксанскому (Чернолесскому). Максимальные мощности пород этой формации (500-700 м) вскрыты в бассейне рек Большой и Малой Лабы.

Восточные гипсы и ангидриты в этой толще замещаются красно-

цветными глинами, алевролитами, песчаниками. В междуречье Большой Зеленчук – Малка верхнеюрские отложения представлены только обломочными отложениями небольшой мощности. Еще далее к юго-востоку вновь появляются карбонатные осадки с прослоями красноватых и линзами гипсов. На территории распространения пород эвапорито-красноцветной формации известны многочисленные проявления гипса и ангидрита. В тесной ассоциации с гипсами и ангидритами в отложениях титонского возраста находятся пластообразные залежи соли, достигающие мощности в первые сотни метров (Лабинский соленосный бассейн). Лагунно-континентальные отложения верхней юры – нижнего мела (оксфорд-валанжин), характеризующиеся пестротой литологического состава, включают кроме того целестинсодержащие пласты доломитизированных известняков и доломиты.

Кавминводовская площадь, приуроченная к осевой части Ставропольского поднятия, оконтуривается по выходам лакколитов плиоценовых экструзивных пород, нарушающих чехол эпигерцинской платформы. С этими образованиями, относящимися к трахит-липарит-риолитовой формации, связаны скарны с убогим свинцово-цинковым обогащением.

На Большом Кавказе альпийские металлогенические зоны, по-видимому, обусловлены процессами тектоно-магматической активизации, как известно (Твалчрелидзе, Панцулая, 1973), проявившейся здесь в две стадии: кислого магматизма и основного магматизма. Первая из них имеет поздненеогеновый, а вторая – плиоцен-четвертичный возраст. К этим зонам относятся следующие:

Сангутидон-Тырныауская (Северная) редкометально-арсенопиритовая зона, в которой развиты молибденовые, вольфрамовые, мышьяковые, висмутовые и другие рудопроявления, связанные с малыми интрузиями (т.н. "неоинтрузиями") кислого состава, внед-

рившимися в жесткий кристаллический субстрат Центральной части Главного Кавказского хребта. Они объединяются в зону, наложенную на более древние металлогенические структуры. В основном она располагается на территории герцинской редкометальной зоны Главного хребта.

Северная зона включает рудоносную структуру субширотного простирания, прослеживаемую по группам месторождений в Горной Осетии, концентрирующихся около массивов Тепли, Сангутидон, Танадон и далее на южном склоне, в Раче-Кароби, Цанском и других районах. Кроме того, в виде обособленного рудного района входят месторождения Тырнаузской группы. Площади между Тырнаузским районом и поясом "неоинтрузий" Горной Осетии и Рачи могут быть лишь предположительно включены в зону, т.к. и "неоинтрузии", и месторождения концентрируются в разломных зонах, ограничивающих крупные блоки фундамента.

Геологическое строение рассматриваемой металлогенической зоны отличаются двухярусностью. Нижний ярус (палеозойский фундамент) сложен гранитоидами и сохранившимися в некоторых участках протерозойскими кристаллическими сланцами, метаморфических формаций. Верхний ярус представлен отдельными островками-останцами или же в виде полос в грабенах и грабен-синклиналях (юрских депрессиях), выполненных отложениями ниже-среднеюрских пород.

В пределах Северной редкометальной металлогенической зоны распространены рудопоявления молибден-шеелитовой в скарнах рудной формации, формации оловоносных скарнов, кварц-арсенопиритовой, арсенопирит-полиметаллической (Ташлы-кол), кварц-халькопиритовой (Джерахское, Тахлуторское), кварц-молибденитовой, часто с халькопиритом рудных формаций и ряд жил сложных мине-

ральных типов. Так, например, в кварц-арсенопиритовых жилах в связи с их многостадийным минералообразованием формируется минеральный комплекс, представленный кварцем, арсенопиритом, турмалином, вольфрамитом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, кальцитом и иногда касситеритом или в некоторых арсенопирит-полиметаллических жилах в связи с повышенным количеством висмута, молибдена образуется кварц-арсенопирит-висмутин-молибденитовый тип. Кроме того в пределах зоны известно сурьмяное оруденение, возраст которого остается неопределенным.

Площади распространения месторождений и рудопоявлений Северной редкометальной зоны местами пространственно совмещаются с другими металлогеническими (киммерийскими) зонами, а участки оруденения приурочены к районам развития герцинских гранитных масс. Рудопоявления мышьяка, молибдена, вольфрама, висмута, меди и других металлов находятся в тесной пространственной и, по-видимому, генетической связи с Сангутидонским, Теплинским, Танадонским и другими массивами гранитоидов. Вольфрам-молибденовое оруденение и проявления висмута и меди связаны с эльджуртинским комплексом изверженных пород. Здесь в предкембрийское время в связи со складкообразованием произошли значительные глыбовые перемещения. Массивы неогинтрузий располагаются в наиболее ослабленных участках геосинклинали вдоль системы разломов, по которым палеозойские породы контактируют с лейасовыми. Оруденение, как правило, располагается в контакте массивов с юрскими и палеозойскими породами. Основными факторами, контролирующими арсенопиритовое и редкометальное оруденение являются:

1) размещение оруденения в пределах площадей развития неогинтрузивных магматических пород;

- 2) приуроченность к наиболее крупным выходам неинтрузий;
- 3) размещение в экзо- и эндоконтактах интрузий;
- 4) зависимость редкометально-мышьякового оруденения от характера интрузий, что, по-видимому, обусловлено степенью дифференциации магматических образований, к которым оно тяготеет.

Южный ртутный пояс Большого Кавказа является одним из наиболее протяженных из известных в мире. Он зарождается в Горном Крыму, косо срезает все складчатое сооружение Большого Кавказа и находит продолжение в Западном Копет-Даге. Общая длина пояса свыше 2000 км. Вместе с тем крупных месторождений ртути здесь пока не выявлено.

Ртутные рудопроявления располагаются в виде двух ветвей, вытянутых вдоль осевого поднятия позднеальпийского орогена — Кавказского хребта. Южная ветвь пояса простирается на южном склоне Большого Кавказа от истоков р. Б.Лиахи на востоке до меридиана г.Геленджик на западе. Северная граница зоны в Осетии проводится по Адайкомскому разлому. На Северо-Западном Кавказе в верховьях р.Мзымты зона заключена между разломами, разграничивающими юрские структурно-формационные зоны на севере от поля развития байосского вулканизма на юге. Далее к западу северная граница пояса проходит по южному краю Чугушского блока кристаллических пород и затем по южному борту Западно-Кубанского прогиба. Южная граница западного отрезка зоны усложнена ответвляющимися в субширотном направлении рудоносными структурами в районе Чвежипсе и Перевального месторождения.

В геологическом строении зоны могут быть выделены три структурных комплекса, которые были сформированы до образования ртутных месторождений. Это палеозойский, ниже-среднеюрский и верхнеюрско-палеогеновый. В восточных районах более полно

представлен нижний комплекс. Он сложен кварц-биотитовыми и другими кристаллическими сланцами метаморфических формаций, верхнегермскими известняками карбонатной формации и палеозойскими гранитами. Средний комплекс сложен однообразными толщами аргиллитов, алевролитов, песчаников, относимых к аспидной и терригенной формациям, пронизанным многочисленными дайками диабазов. К западу от р.Лаура в строении зоны начинают принимать участие отложения верхнего структурного комплекса, которые постепенно приобретают доминирующее значение. К ним относятся нижнемеловые и палеогеновые осадки формации терригенного флиша, верхнемеловые формации карбонатного флиша и известняково-глинистые осадки верхней юры, относимые к субфлишевой формации.

Структура каждого комплекса в целом определяется его положением на стыке двух разнородных тектонических секторов — жесткого кристаллического ядра на севере и относительно мобильной зоны длительного прогибания на юге. Контакт этих секторов представляет собой зону концентрации напряжений, разграничивающую две различные фациальные области. Здесь по кулисообразным нарушениям происходило надвигание палеозойского ядра на мезокайнозойские породы, располагающиеся южнее. Эту структуру принято называть Главным надвигом.

В описываемом интервале выделяются две зоны концентрации разрывов. Одна из них объединяет рудоносные разломы Северной Осетии, Рачи и верховьев р.Баксан, вторая — Абхазии, бассейна р. Мзымты и верховьев р.Шахе-Головинка. В связи с развитием этих структур, бывших активными и до позднеальпийского цикла, находится строение всех описанных комплексов. Так, палеозойский фундамент раздроблен разломами субширотного и северо-за-

падного простираций. Пластичные юрские толщи в пределах зоны собраны в складки, нередко сжатые изоклинальные с крутым, иногда опрокинутым залеганием, разорванные многочисленными субширотными разломами.

Особыми структурными чертами обладает интервал зоны к западу от бассейна р. Мзымты, где вся территория в основном сложена породами верхнего структурного комплекса. Основными структурами здесь являются Гойтхский антиклинорий и Новороссийский синклинорий. Пликативные структуры (Хахопсинская, Шесси, Псеашхинская, Бекишейская и др.) более высоких порядков, в значительной мере осложняют их. В южном крыле антиклинория складки более крупные и зачастую наклоняются к югу, Гойтхский антиклинорий отделен от Новороссийского синклинория крупными разломами (Бекишейский, Безепский). Разрывы северо-западного, реже субмеридионального простираения осложняют эти две основные структуры.

Южный рудный пояс представляет собой металлогеническую зону с широко развитыми в ее пределах рудопроявлениями киноварной, реальгар-аурипигментовой и переходной ртутно-мышьяковой рудных формаций. На Западном и Центральном Кавказе ртутные мнометалльные проявления распространены в юрских, меловых и палеогеновых образованиях аспидной терригенной формации, формациях терригенного флиша, карбонатного флиша и субфлишевой. В пределах Афипской структурно-формационной зоны Кубанского района это терригенные породы нижнего мела, и карбонатно-терригенные - верхнего мела; в Новороссийско-Лазаревской зоне - флишевые карбонатные породы верхнего мела и флишевые терригенно-карбонатные - палеогена. В Краснополянско-Абхазском и продолжающим его на Центральном Кавказе Осетино-Сванетском рудных

районах вмещающими оруденение являются преимущественно глинистые, песчано-глинистые и вулканогенно-осадочные породы нижней-средней юры и флиш верхней юры - мела.

Реальгар-аурипигментовые и ртутно-мышьяковые проявления распространены только в восточной части зоны, где фундамент залегает неглубоко и субстрат сложен кристаллическими породами - метаморфическими сланцами и гранитами. В Осетино-Сванетском рудном районе ртутные руды ассоциируют с антимонитовыми, залегающая в глинистых сланцах нижней и средней юры и карбонатном флише верхней юры и мела.

Для ртутного оруденения на Северном Кавказе не установлена связь с магматизмом. Главным фактором, определяющим размещение оруденения в Южном ртутном поясе являются разломы глубокого заложения, ограничивающие воздымающиеся блоки. Общее положение Южного ртутного пояса определяется орогенным поднятием и флексурами, отделяющими его от синорогенных передовых прогибов (Индоло-Кубанский) и впадин (Черноморской, Рионо-Куринской).

В Закавказском срединном массиве рудоносность альпийской эпохи прежде всего проявлена известным Чиатурским месторождением марганца. Это осадочное месторождение в олигоценовых отложениях чехла Дзирульского кристаллического массива детально изучено и многократно описывалось (Бетехтин и др.). В последнее время в связи с высказанной Г.С.Дзоценидзе (1965) идеей о возможном вулканогенном источнике марганца в олигоценовом бассейне, в ряде трудов разрабатываются эти представления. Само месторождение, также как и ныне изучаемое его западное погруженное продолжение, находятся в пределах выделенной на карте Чиатура-Квирильской марганценозной зоны.

Аджаро-Триалетская зона представляет собой вулканогенную

геосинклиналь, прошедшую полное развитие в течение альпийского тектонического цикла. Она испытала погружение в позднем мелу-раннем палеогене, когда отложились мощные толщи вулканогенно-осадочных, отчасти карбонатных осадков, интродуцированных позднегеосинклинальными габбро-диорит-сиенитами. В позднем палеогене - неогене проявился орогенный этап, сопровождавшийся складчатостью осадочных накоплений и внедрением массивов магматических пород щелочного состава.

Металлогения Аджаро-Триалетской зоны весьма специфична для вулканогенных геосинклиналей вообще. Ввиду относительно слабой дифференцированности вулканогенных толщ, обладающих монотонным андезит-базальтовым составом, колчеданные месторождения здесь не имеют широкого развития и эта формация представлена лишь зонами пиритизации. С позднегеосинклинальными габброидами связана скарново-магнетитовая, а с сиенит-диоритами - жильная медно-полиметаллическая и медно-порфировая минерализации.

Болнисско-Кировабадская зона представляет собой северную периферию Сомхето-Карабахской. Наиболее отчетливое выражение эта зона имеет в западной своей части на территории Грузии, где она распространяется вдоль депрессии, ограниченной на севере и юге древними кристаллическими массивами - Храмским и Локским.

Верхнепалеозойские гранитоиды и нижнепалеозойские филлиты, слагающие отмеченные массивы, перекрываются складчатыми сланцами лейаса, выше которых следуют вулканогенные отложения байоса, а затем - широко распространенная вдоль всей зоны мощная карбонатно-вулканогенная толща верхнего мела. Слагающие толщу вулканы андезит-дацит-липаритовой формации характерны для всего

Среднегорско-Понтийско-Малокавказского вулканоплутонического пояса и далеко распространяются к юго-востоку в Центральный Иран и Западный Пакистан.

С верхнемеловым вулканизмом связывают медноколчеданные и барито-полиметаллические месторождения типа Куроко, а на ограничивающих поднятиях находит выражение медно-молибденовая минерализация порфирового типа. Колчеданные месторождения тесно ассоциируются в пространстве с гематитовыми и марганцевыми рудопроявлениями. Все они залегают среди интенсивно измененных вулканогенных пород, испытавших как околорудный гидротермальный метаморфизм (до степени вторичных кварцитов), так и региональную пропилитизацию.

В пределах данной зоны выделяется сегмент, или подзона, развития палеогеновой вулканогенной толщи - Привольненско-Сакирская. Эта подзона охватывает смежную территорию Грузии и Армении. Она характеризуется распространением медно-полиметаллической рудной формации, связанной с андезитовым эоценовым вулканизмом и относящейся в связи с этим к позднегеосинклинальной стадии альпийской металлогенической эпохи. Рудопроявления образуют как стратиформную вкрапленную минерализацию среди известковистых туфо-песчаников, так и секущие рудоносные тектонические разломы, порой выдерживающиеся на значительном расстоянии. Глубокое заложение последних устанавливается контролированием ими не только полиметаллических рудопроявлений, но и даек изверженных пород - диабазов, альбитофиров и порфиров.

Севано-Акеринская зона, или офиолитовый пояс Закавказья, находится на территориях Армении и Азербайджана. Восточная граница зоны проходит по границе Алаверди-Кафанской металлогени-

ческой зоны, а западная — по линии Ленинанкан—Раздан—Зод. Зона имеет общекавказское простирание, протягиваясь по этому направлению примерно 250 км при средней ширине около 30 км. Ширина зоны в ЮВ направлении, начиная от оз. Севан, становится довольно узкой, не превышая 10 км.

Самыми древними образованиями в геологическом разрезе зоны являются вулканогенные породы верхней кры — нижнего мела, которые в некоторых местах содержат прослои известняков. Эти породы имеют ограниченное распространение и встречаются в СВ побережье оз. Севан, в Базумском хребте и в верховьях р. Дзогеграт. В этих же местах эти породы перекрываются ниже-верхнемеловыми, преимущественно, осадочными образованиями. Развитие верхнемеловых известняков, песчаников и конгломератов наблюдается также в западных склонах Цахкуняцкого хребта. Около 70% зоны охватывают вулканогенно-осадочные образования палеогена, которые в общем региональном плане образуют крупную мегасинклинальную структуру. Это порфиристы, туфы, туфобрекчии, известняки, песчаники, конгломераты и другие породы, охватывающие все отделы как эоцена, так и олигоцена.

Крайние ЮВ и СЗ части зоны характеризуются доминирующим развитием пород гипербазитовой формации. Это главным образом, позднемеловые-палеогеновые перидотиты, дуниты, серпентиниты и габбро. В центральной части зоны, в районе Памбакского и Базумского хребтов, преобладают интрузии габбро-диорит-гранодиоритовой и габбро-сиенит-гранитной формаций — кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, сиениты и нефелиновые сиениты поздне-эоценового и олигоценового возраста. В отдельных местах выступают субвулканические тела габбро-порфиритов, кварцевых порфиритов, липарито-дацитов и других пород такого же возраста.

Севано-Акеринская металлогеническая зона характеризуется довольно разнообразной металлогенической специализацией. В ней известны киноварь-антимонит-реальгаровая, стратиформная галенит-сфалеритовая, серно-колчеданная, медно-молибденовая, скарноидная редкометальная, скарново-магнетит-гематитовая, хромитовая формации, а также формации магнетитовых песчаников и нефелиновых сиенитов.

Наблюдается тесная генетическая связь оруденения с магматическими породами. С гипербазитовой формацией генетически связана хромитовая минерализация, а пространственно - киноварь-антимонит-реальгаровая и киноварная. С габбро-диорит-гранодиоритовой формацией магматических пород генетически связаны медно-молибденовая, кварц-золото-сульфидная, серноколчеданная, скарново-магнетит-гематитовая и скарноидная редкометальная рудные формации. С породами габбро-сиенит-гранитоидной генетически связана формация нефелиновых сиенитов. Наблюдается пространственная и генетическая связь формации магнетитовых песчаников с эоценовыми туфопесчаниками.

Разнообразные рудные формации в пределах зоны характеризуются также разнообразным литологическим контролем оруденения и рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами. Наиболее мощные площади гидротермально измененных пород наблюдаются в участках серноколчеданной формации руд, где они имеют отчетливо выраженное площадное распространение. В остальных местах площади измененных пород имеют линейный характер, повторяя конфигурацию рупоподводящих структур.

Мисхано-Зангезурская металлогеническая зона находится в ЮЗ части территории Армянской ССР. Северная граница проходит по линии гг.Эчмиадзин-Ереван-Джермук-Сисиан, а южная - по линии

сс. Веди-Советашен-Серс и далее на территории Нах. АССР. Зона к северу граничит с Центрально-Армянской структурно-формационной зоной, где преимущественно развита наземновулканогенная формация пород, а к югу - с Урц-Хачикской зоной, которая представляет собой субплатформенный субстрат. Зона в СЗ направлении протягивается на 300 км при средней ширине 30 км.

Самые древние образования в геологическом разрезе зоны выступают в крайних КВ и СЗ ее частях. Это ниже-верхнедевонские глинистые сланцы, порфириты, кварциты, обнажающиеся по линии Хустун-Гиратахского глубинного разлома, а также в верховьях р.Аргичи. Что касается небольших выходов пермских битуминозных известняков, то они выступают в Вединском районе и окрестностях сел. Элпин и Советашен. Вслед за этим древним субстратом в пределах зоны преимущественно развиты верхнемеловые известняки конгломераты, песчаники, мергели, а также порфириты и другие вулканогенные породы, залегающие на эродированной поверхности девона, либо карбона и перми. Фрагментарные выходы этих образований известны в Вединском районе, на Семёновском перевале, к КВ от Сисиана и т.д. В Вединском районе верхнемеловые образования собраны в антиклинальную складку близширотного простирания. Довольно большую площадь охватывают средне-верхнеэоценовые породы, а также ниже-средне-верхне-олигоценовые вулканогенно-осадочные образования.

Разрез завершается миоцен-плиоцен-четвертичными вулканогенно-осадочными породами, преимущественное распространение которых наблюдается в Сисианском районе, в районе Терпского перевала, а также в крайнем СЗ зоны. Это в основном глины, известняки, песчаники, гипсоносно-соленосные глины, диатомиты, а также туфобрекчии, туфы, андезиты и потоки базальтов.

Магматическая деятельность в зоне довольно интенсивна. В первую очередь она выражена Мегринским сложно дифференцированным массивом, расположенным на крайнем юге территории, а также небольшими интрузивными и экструзивными телами в Баргушатском, Айюцзорском и Вединском районах. Породы представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами, монцонитами, порфировидными гранитами, граносиенитами, нефелиновыми сиенитами верхнеэоцено-нижнемиоценового возраста. Формация ультрабазитов представлена небольшими телами габбро позднемелового возраста, преимущественно в Вединском и Гехи-Гярдском интрузивных комплексах. Определенный интерес представляют также неогеновые субвулканические тела андезитов, дацитов, трахиандезитов, санидиновых трахиандезитов, преимущественное развитие которых наблюдается в СЗ части зоны.

Мисхано-Зангезурская металлогеническая зона имеет ярко-выраженную специализацию медно-молибденовой и киноварной формаций руд. Медно-молибденовая формация, в основном, распространена в крайнем ЮВ районе, в районе Баргушатской, Гехи-Гярдской и Мегринской групп интрузивов. Что касается киноварной формации руд, то она сосредоточена в СЗ окончании зоны, охватывая части собственно Востанского и Айюцзорского районов.

Наблюдается определенная генетическая связь медно-молибденового оруденения с габбродиорит-гранитоидной интрузивной формацией и, в частности, с гранодиоритами, сиенито-гранитами, порфировидными гранитами, гранодиорит-порфирами. Киноварная формация генетически связана с деятельностью молодых неогеновых экструзий санидиновых трахитов, трахиандезитов.

Цахкуняцкая металлогеническая зона находится в центральной части Арм. ССР, охватывая в основном площади Цахкуняцкого

хребта. Зона представляет собой фрагмент древнего фундамента метаморфических пород СЗ простирания. Длина зоны составляет около 50 км при средней ширине 10 км. С севера она граничит с Севано-Акеринской, а с юга — с Центрально-Армянской тектоническими зонами.

В геологическом отношении зона представлена исключительно метаморфическими породами верхнего протерозоя-кембрия-кварц-сланцевыми, графитовыми, актинолитовыми сланцами, доломитами и мраморами. Комплекс метаморфических пород собран в антиклинальную складку СЗ простирания. Интрузивный магматизм представлен позднепалеозойскими гранитами, которые выступают в окрестностях сел Арзакан, Болораберд и Анкаван.

Цахкуняцкая металлогеническая зона характеризуется титановой (рутиловая формация), а также кварц-золото-сульфидной и касситеритовой формациями руд. Последние на данном этапе изученности требуют уточнения. Титановая минерализация в пределах Цахкуняцкой зоны контролируется актинолитовыми и амфиболовыми сланцами, с которыми имеет пространственную генетическую связь.

Приараксинская металлогеническая зона с юга окаймляет Миохано-Зангезурскую, а далее к югу приобретает развитие на территории Ирана, являясь частью Иранского срединного массива. Она представляет по существу фрагмент эпиплатформенного основания. После ликвидации герцинской миогеосинклинали в пределах зоны существовал субплатформенный режим. В девоне, карбоне, перми и триасе здесь отлагались маломощные известняки, глинистые сланцы и песчаники, несогласно перекрываемые на Урцском хребте конгломератами и известняками нижнего эоцена, а на юго-востоке зоны — верхнемеловыми известняками и мергелями. Магматические проявления здесь отсутствуют. Вслед за эоценом зона служила

ареной сольнакопления - все крупные месторождения соли, известные в Ереванском и Нахичеванском районах, расположены в этой зоне. Из металлических полезных ископаемых в зоне известны проявления телетермальной свинцово-цинковой формации. Они образуют метасоматические рудные тела в палеозойских известняках (Гюмушлуг).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования творческих коллективов шести соц. стран - участниц работ по проблеме IO.CЭВ дают возможность обосновать ряд новых выводов, имеющих как общетеоретическое, так и прикладное значение. По-видимому, выводы эти в полном объеме найдут отражение в сводном труде по металлогении Карпато-Балканской и Кавказской областей. Здесь предлагаются для обсуждения некоторые результаты, полученные при проработке всех четырех тем данной проблемы по территории Кавказа. Одновременно высказываются соображения по ряду вопросов современной тектоники и теоретической металлогении, спровоцированные в процессе металлогенического анализа Кавказа и составления комплекта заданных карт.

I. Тектоническое развитие Кавказа, как это можно себе представить в первом приближении, определяется двумя крупными и длительно существовавшими структурами океанического происхождения - северным и южным бассейнами. Первый из них служил центральным внутренним протибом эвгеосинклинали Большого Кавказа по крайней мере с рифейского времени и окончательно прекратил свое существование к позднему палеозою. Можно предполагать, что к западу он далеко распространялся за пределы Кавказа и ныне представлен изолированными реликтовыми фрагментами, заключенными в древних и палеозойских кристаллических породах Балкан, Южных, Восточных и отчасти Западных Карпат.

Восстановление истории развития этого древнего океанического бассейна ныне невозможно, поскольку его реальность устанавливается лишь фрагментарно небольшими тектоническими пакетами, протрузиями гипербазитов, локальными массивами пород ультраосновного и основного состава, сосредоточенными в тектонических зонах

Передового хребта и отчасти Главного хребта. Ш.А.Адамия полагает, что осевой прогиб древней эвгеосинклинали располагался на уровне современного Южного склона Большого Кавказа, а затем был перемещен к северу. Нам представляется, что поскольку герциниды развиты лишь в пределах Северного Кавказа, то и первоначальное положение этой океанической структуры следует искать несколько севернее.

Как бы это не было в действительности, представляется вполне возможным, что допалеозойская и палеозойская история развития Большого Кавказа определялась этой крупной эвгеосинклиной, океаническое происхождение которой устанавливается наличие характерных осадочных (радиоляриты), магматических (серпентинизированные ультрабазиты, габброиды) и тектонических (меланж) образований.

Вторая изначально эвгеосинклиальная зона океанического происхождения размещалась значительно южнее и фиксируется современной Севано-Акеринской тектонической зоной офиолитового типа. Возраст этой структуры более молодой, чем северной, но одновременно по всем данным значительно древнее мела, а возможно и вообще мезозоя. Эта зона определила направление и характер геосинклиального развития Малого Кавказа и сопредельных территорий. Океаническое происхождение офиолитов Малого Кавказа с ещё большей очевидностью устанавливается останцами типичных для такого рода структур образованиями. Продолжением Малокавказской эвгеосинклинали к западу следует считать Северную офиолитовую провинцию Анатолии, а ещё далее — разновозрастные офиолиты Динарид.

Между двумя региональными эвгеосинклиналями Кавказа раз-

новременно — в начале раннего палеозоя и в конце позднего палеозоя — триасе — возникали жесткие геоантиклинальные структуры, значительные горизонтальные перемещения которых в конечном счете залечили обе зияющие раны океанической коры и обеспечили формирование мощной сиалической оболочки, ныне служащей основанием для всего гетерогенного геологического сооружения современного Кавказа.

2. Эвгеосинклинали Большого и Малого Кавказа относятся к первичным эвгеосинклиналям, как их в свое время понимал Г. Штилле. Они представляют собой интериды, заложились на коре океанического типа, сложены характерными осадочными, вулканогенными и интрузивными магматическими формациями. Мощность осадков в них весьма значительна; метаморфизм соответствует глаукофоновой ступени; складчатость интенсивная, линейная, альпийского типа. В соответствии с классической теорией геосинклиналей развитие такого рода структур ведет к трансформации коры океанической в континентальную, к последовательному, необратимому наращиванию континентального блока земной коры. Именно такое направление в основных чертах наблюдается и на Кавказе, где развитие, как бы сложно оно не было, от этапа к этапу ведет к ликвидации геосинклинального режима, к созданию и наращиванию платформенных массивов, к разрастанию континентальной коры. Общее направление этого процесса следует с севера на юг и сопровождается постепенным отмиранием северных геосинклиналей и распространением геосинклинального режима в южных частях Кавказа. Барьером этой общей тенденции служит жесткий Иранский массив, уверенно опирающийся на северную опору Аравийской платформы.

Возникает естественный вопрос, не является ли причиной ми-

грации геосинклиналей с севера на юг более молодой возраст Малокавказского океанического бассейна по сравнению с Большекавказским? И другой, ещё более проблематичный: не определяются-ли отмеченные закономерности положением Кавказа в узком месте Средизерноморского пояса, где составные части некогда единой платформы Лавразии наиболее близко отстоят от обломков древней Гондваны? Не определяют-ли взаимоотношения и взаимные перемещения названных мощных континентальных блоков все особенности развития тектоники Кавказа и прилегающих областей? Для ответов на эти вопросы мы пока не располагаем фактическими данными, а построение недолговременных мобилистских моделей, не опирающихся на достаточное количество фактов, пока что себя не оправдывает.

3. Первичные эвгеосинклинали мы в ряде последних работ (Твалчредидзе, 1977 и др.) предложили называть геосинклиналями уральского типа. Анализ существующих геологических и геофизических материалов приводит к выводу о их заложении на океанической коре. Данное обстоятельство служит основанием для выделения в геологическом прошлом Кавказа двух океанических бассейнов — северного и южного.

Заложение геосинклинали на океанической коре отнюдь не означает возможность проведения аналогии между структурами данного типа и океаническими подвижными поясами (срединноокеанические хребты), как это делают некоторые исследователи. Несоответствие этих образований в тектонических, петрологических и металлогенических аспектах убедительно показано в ряде современных работ А.В.Пейве, А.А.Маракушева, В.И.Смирнова и других исследователей. Первичные эвгеосинклинали могут быть сопос-

тавлены с океаническими рифтами лишь на самых ранних стадиях своего развития. В дальнейшей истории геосинклинали, всегда тяготеющие к континентальным массивам, дифференцируются в отношении тектонических структур, состава осадочных, магматических и рудных формаций и в конечном итоге приравняются к континенту. В океанических рифтах в течение длительного геологического времени (с позднего мела, а порой с триаса) сохраняется без изменения первоначальный характер тектонических структур, магматизма и осадков.

В первичных геосинклиналях выделяется ряд разновидностей, отчетливо различающихся между собой по набору формаций и характеру тектонических структур (Твалчрелидзе, 1972). Наиболее типичными являются офиолитовые геосинклинальные зоны, совпадающие с внутренними глубинными разломами и развивающиеся вдоль рифтов. В них находят широкое развитие породы гарцбургитовой магмы, сменяющиеся производными базальтовой магмы; выше следуют мощные толщи граувакков. Как известно, для данных геологических структур характерно наличие радиоларитов, яшм и своеобразных тектонитов, которые принято именовать меланжем.

Металлогения офиолитовых геосинклиналей также весьма характерна — в них развиты магматические месторождения хромитов, платиноидов, железа и титана. Как это выясняется в последнее время, в ряде случаев здесь обнаруживаются и месторождения медноколчеданной формации, всегда занимающие определенное положение в геологическом разрезе геосинклиналей — на границе нижнего гипербазитового и среднего базальтового комплекса. Обычно пластообразные тела массивных, иногда очень богатых серно-медноколчеданных руд локализуются в шаровых базальтовых ла-

вах. Примеры этих месторождений немногочисленны; их геологический возраст не опускается ниже кембрия (Ньюфаундлен), а обычно значительно более молодой (Кипр, Турция, Тоскана, Филиппины и др.). Не исключена возможность нахождения таких месторождений и на Кавказе, особенно на Малом.

Первичные вулканогенные эвгеосинклинали, лишенные продуктов ультраосновного магматизма, развиты более широко, занимая весьма значительный возрастной диапазон от архея до современных морей. Именно в этих структурах проявляется бурная дифференциация базальтовой магмы. Важное прикладное значение имеет, что эти процессы обычно тяготеют не к зонам прогибов, а к склонам синседиментационных поднятий. При этом первые признаки появления контрастно- и непрерывнодифференцированных вулканогенных формаций связываются с периодом трансформации сиалической континентальной коры (Т.Н.Фролова, А.А.Маракушев).

Колчеданные месторождения уральского типа, характерные для первичных вулканогенных эвгеосинклиналей, всегда тесно ассоциируют с дифференцированными вулканогенными формациями и полностью отсутствуют в ранних вулканитах базальтоидного состава. Они относятся к серноколчеданной и медно-цинковоколчеданной формациям; по мере увеличения степени дифференциации и контаминации исходной рудоносной геосинклинальной базальтовой магмы появляются проявления колчеданно-барито-полиметаллически-золоторудной группы формаций.

В свое время нами была выделена и третья категория первичных эвгеосинклиналей — сланцевая, — характерными для которой являются колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые месторождения сложного генезиса. В отличие от первых двух типов

первичных эвгеосинклиналей здесь магматизм несколько приглушен и наиболее широко развиты мощные и интенсивно дислоцированные аргиллитогенные толщи. Не наблюдается четко выраженной дифференциации базальтоидного магматизма, представленного редкими породами базальтов, пропластками туфов, дайками и штоками диабазов и габбро-диабазов. Нет данных о заложении структур этого типа на океанической коре. Более естетственно допустить, что она первоначально возникла на континентальной коре, которая в процессе последующих глубоких погружений была в значительной степени редуцирована.

4. Кавказ может послужить хорошим примером всех трех типов первичных эвгеосинклинальных зон. Первый из них в виде отдельных фрагментов представлен в зоне Передового хребта Большого Кавказа и в значительно большей степени — в офиолитовом поясе Закавказья. Обе эти структуры и служат останцами океанических образований геологического прошлого. Оруденение хромита, известное в обеих зонах, не нашло сколько-нибудь значительного распространения, но что касается медноколчеданных месторождений, то имеющийся материал в этом отношении заслуживает дальнейшего анализа.

К первичным вулканогенным эвгеосинклиналям прежде всего относится зона Передового хребта. Металлогения этой зоны имеет явно выраженную медную специализацию и в отличие от зеленокаменных синклиналиев Урала хром в ней слабо представлен, а месторождения железа вообще не проявлены. Медная минерализация в виде ряда серно-медноколчеданных месторождений здесь обнаружена в относительно недавнее время и начиная с 50-х годов целеустремленно изучается. Результаты сводятся к следующему.

Эвгеосинклиналь Передового хребта в геосинклинальный этап своего развития представляла бассейн, четко дифференцированный на подзоны относительных поднятий и погружений. В первых преимущественным развитием пользовались контрастно дифференцированные продукты девонского базальтового вулканизма, во-вторых — монотонные вулканогенные толщи основного состава. Процессы вулканизма и сопровождающего их терригенного осадконакопления протекали ритмично. Начало каждого ритма знаменовалось диабазовым вулканизмом, постепенно сменяющимся кислыми дифференциатами. В конце ритма проявлялась сингенетичная пиритизация.

В общем случае выделяется три ритма в рудоносной девонской вулканогенно-осадочной толще, третий из которых представлен наиболее полно и завершается формированием вулканогенно-осадочных рудных тел. Последние представляют собой мощные согласные с вмещающими породами залежи медноколчеданных руд асимметричного строения. Лежащие альбанды их сложены интенсивно гидротермально переработанными вулканидами, тогда как вышележащие представлены относительно свежими породами. Помимо таких существенно осадочных рудных залежей известны рудные тела субвулканического происхождения.

В ранней юре роль главного внутреннего прогиба геосинклинали Большого Кавказа, по-видимому, выполняла зона Южного склона. В отличие от вулканогенной геосинклинали Передового хребта — здесь преимущественным развитием пользуются не вулканогенные, а терригенные песчано-сланцевые толщи. Однако, вопреки представлениям некоторых исследователей, это отнюдь не миегеосинклинальные осадки; зона Южного склона является типично эвгеосинклинальной, внутренней зоной: в ней развиты мощные, интенсивно дисло-

пированные геосинклинальные осадки лейаса, накопление которых сопровождалось базальтоидным магматизмом (дайки диабазов, штоки габбро-диабазов, редкие покровы лав, прослои туфов и т.д.). На примере данной зоны, а также некоторых других провинций (Центральной Европы, Западной Канады, Центральной Австралии, Прибайкалья) был выделен тип тектонических зон с условным наименованием "сланцевые эвгеосинклинали" (Твалчрелидзе, 1972).

Для этих зон характерны пластообразные колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые месторождения, происхождение которых, как это выясняется, представляет собой сложный, длительный многостадийный процесс (Твалчрелидзе, Буадзе, 1972). Первый этап, проявившийся одновременно с синседиментационным геосинклинальным вулканизмом, является гидротермально-осадочным. В тоарское и ааленское время в генетической связи с поствулканической гидротермальной деятельностью на дне геосинклинального бассейна в локальных депрессиях отложились осадочные залежи серного колчедана. Согласно залеганию с вмещающими породами, присутствие в сульфидах наравне с ювенильной легкой серой также тяжелой биогенной серы океанической воды, и наконец, полная идентичность руд с конкреционным, заведомо осадочным пиритом вмещающих пород, однозначно устанавливают происхождение первоначальных накоплений рудных тел.

Второй этап появился позже в генетической связи с дайками диабазов, рудоносность которых представлена большим числом гидротермальных оруденений медно-пирротинового типа. На фоне мощных залежей пиритных руд этот этап развился весьма активно и вызвал их переработку в руды медно-пирротиновые. Третий этап был спровоцирован затухающим юрским магматизмом, выраженным

внедрением даек кварцевых порфиров, вариолитов, альбитофиров. С ними парагенетически связано гидротермальное полиметаллическое оруденение, представленное кварц-галенит-сфалеритовыми жилами небольшого размера. На фоне же осадочных залежей пиритовых и пирротиновых руд этот этап проявился весьма активно и обусловил их обогащение обильной полиметаллической минерализацией.

Характерно, что сходные идеи о длительном полигенетическом происхождении колчеданно-полиметаллических месторождений разрабатываются за рубежом на примере рудных районов. Батерет (Аппалачи), Новый Южный Уэльс (Австралия), Гарц (ФРГ) и многих других. Близкие представления возникли у геологов, изучающих месторождения Бурятии.

5. Вторичные эвгеосинклинали обладают рядом общих особенностей с первичными: в них развиты сходные осадочные и магматические формации, подвергнутые аналогичному по характеру гидротермальному метаморфизму; устанавливается в принципе та же периодичность развития геологических структур, осадконакопления, магматизма и металлогении; зоны эти тоже относятся к типичным геосинклинальным структурам и подчиняются основным законам геосинклинального развития, ведущего к созданию и наращиванию континентальной коры, а как следствие этого — к последовательной ликвидации геосинклинального режима и установления платформенного.

Одновременно наблюдаются и специфические особенности вторичных эвгеосинклиналей, позволяющие их выделить в качестве структур самостоятельного металлогенического значения. К таким отличительным особенностям относятся следующие: 1) время существования вторичных эвгеосинклиналей в истории развития

земной коры ограничивается фанерозоем; 2) они заложены на ранее сформированной континентальной земной коре в результате регенерации геосинклинального процесса вдоль глубинных разломов; 3) мощность вулканогенно-осадочного заполнения прогибов менее значительна, чем в первичных эвгеосинклиналях, также как интенсивность их метаморфизма и складчатости; 4) состав вулканогенных толщ более кислый, чем в первичных структурах, что обусловлено широким развитием процессов ассимиляции сиалического фундамента; более широкое распространение имеют интрузивные породы, относящиеся преимущественно к габбро-плагитогранитной и габбро-сиенит-диорит-гранитной формациям; при всем при этом содержание натрия в составе магматитов преобладает над калием; 5) при общем сходстве металлогении первичных и вторичных эвгеосинклиналей, во вторых из них развиты существенно гидротермальные месторождения колчеданной группы рудных формаций, образующие в вертикальном направлении переходы от серно-медно-цинково-колчеданных руд к полиметаллическим, барито-полиметаллическим, гематито-марганцевым и алунитовым; 6) в позднегеосинклинальные стадии развития вторичных эвгеосинклиналей в них, как и в первичных, возникают скарновые медные и магнетитовые месторождения; однако если в первичных зонах обычно отсутствуют, либо слабо выражены более поздние медно-порфировые оруденения, то во вторичных эвгеосинклиналях они часто находят широкое развитие, иногда достигая значительных масштабов.

Анализ материала по тектонике и металлогении континентального блока земной коры приводит к выводу о широком распространении и большом металлогеническом значении наложенных или вторичных эвгеосинклиналей (Твалчрелидзе, 1977). На Кавказе они

характерны для южной периферии Закавказского срединного массива, который было принято считать составной частью Малого Кавказа. Расположенные здесь Аджаро-Триалетская и Сомхето-Карабахская тектонические зоны возникли в качестве эвгеосинклинальных прогибов в течение альпийского цикла; вторая образовалась раньше, в юре, а первая — в позднем мелу. При этом период собственно геосинклинального развития обеих зон, вписывающийся в раннегеосинклинальную стадию, в зонах этого типа обычно ограничен, во всяком случае несоизмеримо меньший, чем в первичных эвгеосинклиналях.

В западном направлении кавказские вторичные эвгеосинклинали протягиваются на значительное расстояние через весь Анатолийский Понт, Болгарское Среднегорье и Суббалканскую зону Югославии и Румынские Апусени. Не менее продолжительным является и юго-восточное продолжение этого вулканического пояса, который фрагментарно устанавливается на периферии Центральноиранского срединного массива вплоть до Западного Пакистана. Во многих районах этого грандиозного молодого вулканического пояса, прослеживающегося по простиранию на 3 тыс. км и заложенного на гетерогенном, разновозрастном фундаменте, находят развитие специфические месторождения колчеданной, скарново-магнетитовой и медно-порфировой формаций.

Колчеданные месторождения Малого Кавказа, приуроченные к Сомхето-Карабахской и Кафанской зонам, имеют позднебайкальский и позднемеловой возраст, характеризуя таким образом две металлогенические эпохи — ранне- и позднеальпийскую. Они отличаются от месторождений уральского типа меньшей ролью пластообразных рудных тел гидротермально-осадочного генезиса и рез-

ким преобладанием гидротермально-метасоматических штоков, линз и жил. В их составе наряду с серным колчеданом, рудами, меди и цинка, широко распространены полиметаллические, баритовые, марганцевые и гематитовые рудопоявления. Такие месторождения часто именуют типом Куроко, поскольку они широко развиты в миоценовой области зеленых туфов Японии (Вулканизм и рудообразование, 1973). Мы недавно предложили для них название "малокавказский тип".

Среди скарново-магнетитовых рудопоявлений, широко распространенный в пределах всего выделенного нами вулканического пояса, наиболее значительным является Дашкесанское месторождение в Азербайджане. Оно представлено залежами магнетита среди гранатовых скарнов, развитых на контакте верхнеюрского интрузива габбро-гранодиоритового состава с юрскими вулканитами.

Более многочисленны медно-порфировые продуктивные рудообразования вулканического пояса. Они здесь представлены крупными (Медет в НРБ) и очень крупными (Майданпек в СФРЮ и Сар-Чешме в Иране) месторождениями меди с небольшими содержаниями молибдена. На Кавказе, также известно несколько рудопоявлений, нами изучающихся. Все они относятся к позднегеосинклинальным месторождениям, генетически и пространственно связанным с гранитоидами. Эти последние, в отличие от предшествующих им интрузивных пород габбро-плагиогранитной и гранодиоритовой формаций, содержат повышенные количества калия. Существенно калиевый акцент характерен и для околорудного гидротермального изменения пород (грейзенизация, кали-метасоматоз, мусковитизация, серицитизация).

Позднегеосинклинальные медно-порфировые месторождения

сходны с медно-молибденовыми, возникающими в орогенный этап металлогенических эпох и в стадию тектоно-магматической активизации. Различия между ними трудно подметить в геологических особенностях самих месторождений, но они отчетливо выступают при сопоставлении рудных районов (рудных полей) разного типа. В частности, характер зональности в них различен. Этот вопрос ранее был рассмотрен нами с привлечением более обширного материала (Твалчрелидзе, 1977).

6. Особого внимания заслуживает вопрос периодичности металлогенической эволюции или металлогенических эпох. Поскольку последние в принятом нами понимании соответствуют тектоническим циклам, то необходимо внести ясность в это важное определение. Тектонические циклы представляют собой своеобразные вехи в длительном историческом пути формирования земной коры. Они отнюдь не являются абстрактными понятиями, как утверждают некоторые из наиболее энергичных последователей новой глобальной тектоники. Напротив, реальность тектонических циклов устанавливается совершенно объективно на основе анализа формаций и мощностей осадков в геосинклинальных и платформенных областях (Богданов и др., 1972). Более того, столь же объективно отдельные циклы членятся на этапы и стадии. Поэтому в каждой геотектонической гипотезе, претендующей на объяснение характера и причин развития Земли в целом или земной коры, должно быть предоставлено достойное место тектоническим циклам.

Вместе с тем, как это нам представляется при ознакомлении со многими современными работами по региональной тектонике, при рассмотрении истории геологического развития различных областей обычно большее внимание уделяется членению этого

процесса на этапы, обладающие специфически отличными особенностями, чем выделению тектонических циклов, в пределах которых устанавливается повторяемость геологических событий. Мы думаем, что не следует игнорировать то важное обстоятельство, что именно повторяемость условий формирования геологических структур и дает нам возможность применить для разных целей метод формационного анализа. В противном случае этот метод может приобрести формальный характер.

Схематично тектонический цикл охватывает период времени, в течение которого происходит заложение геологической структуры (конкретной геосинклинали), ее погружение, сопровождающееся накоплением осадков, затем поднятие, деформация осадков и стабилизация структуры. Соответственно этому циклы подразделяются на геосинклинальный и орогенный этапы, а те в свою очередь — на стадии. В тех случаях, когда в истории развития региона редуцирован один из этапов, мы имеем дело с неполным или незавершенным тектоническим циклом.

На Кавказе к числу полных тектонических циклов относятся байкальский, в результате которого сформировалась эпибайкальская плита, далеко выходящая за пределы Кавказа и охватывшая обширные сопредельные территории. Вторым полным циклом является герцинский, завершившийся формированием эпигерцинской Скифской платформы. В Закавказье этот цикл был неполным — в нем редуцирован геосинклинальный этап. Третьим полным циклом является киммерийский, завершившийся образованием на Большом Кавказе эпигеосинклинального орогенного пояса, но не полностью проявившийся на Малом Кавказе — без орогенного этапа. Наконец, полным является альпийский цикл на Малом Кавказе, завершившийся форми-

рованием и здесь эпигеосинклинального пояса.

Если в конце каждого полного тектонического цикла отмечается резкое увеличение в пределах Кавказа консолидированных квазиplatformенных структур, то в начале каждого последующего цикла устанавливается частичная регенерация геосинклинального режима, вовлечение стабильных блоков земной коры в очередное эвгеосинклинальное развитие. В связи с этим общее геологическое развитие Кавказа представляет собой сложный длительный возвратно-поступательный процесс.

В полном соответствии с особенностями геологического развития Кавказа устанавливается и его металлогеническая эволюция. Так, тектоническим циклам, их этапам и стадиям соответствуют металлогенические эпохи, их этапы и стадии.

В предлагаемой металлогенической схеме Кавказа геосинклинальный этап каждой металлогенической эпохи подразделен на две стадии — ранее- и позднегеосинклинальную. К первой из них отнесены осадочные формации внутренних прогибов эвгеосинклиналей, а ко второй — регрессивные формации, возникшие вслед за первыми тектоническими движениями в геосинклинали, служащие вестниками крупных поднятий; В.Е.Хаин (1971) эту стадию вследствие этого именует "предороженной" или "зрелой".

Ещё больше оснований для подразделения геосинклинального этапа на две стадии дают результаты анализа магматических и рудных формаций. Типичными для раннегеосинклинальной стадии являются гипербазитовая формация с магматическими месторождениями хромитовой и титано-магнетитовой рудных формаций. К этой же стадии относятся также дифференцированные толщи базальт-липаритового состава, с которыми связаны колчеданные месторожде-

ния сложного вулканогенно-осадочного и гидротермального суб-вулканического генезиса (Смирнов, 1968). Если эти месторождения достаточно детально изучены на ряде типичных примеров, преимущественно уральских, то сходные с ними по геотектоническому положению месторождения медно-пирротиновой формации ещё ждут своих дальнейших исследователей.

Месторождения медно-пирротиновой формации, объединяющие колчеданно-полиметаллическую, собственно медно-пирротиновую и жильную свинцово-цинковую субформации, относятся к образованиям сложного гидротермально-осадочного и гидротермального генезиса и по всем данным связаны с геосинклинальным вулканизмом (Смирнов, 1967; Твалчрелидзе, Буадзе, 1972, 1973).

Магматические и рудные формации позднегеосинклинальной стадии металлогенических эпох обладают четким отличием от раннегеосинклинальных. В это время проявляются интрузивные комплексы геосинклинального магматизма, представленные массивами габбро-плагиогранитной и габбро-диорит-сиенитовой формаций. Если одной из разновидностей пород данных формаций макроскопически неотличимы от нормальных гранитов, то геохимические их различия, так же как металлогенические, всегда выступают достаточно отчетливо. Примером могут служить граниты геосинклинальных и геосинклинальных зон Урала (Овчинников, 1964).

С этими магматическими породами генетически связаны месторождения скарново-магнетитовой, скарново-медной, жильных кобальтин-сульфидной, кварцево-полиметаллической, кварцево-золото-сульфидной, кварцево-медно-полиметаллической и других рудных формаций.

Магматизм и металлогения орогенного этапа металлогенических эпох не требуют детальной характеристики. Они находятся в

соответствии с традиционно сюда относимой батолитовой гранитной формацией (Ю.Кузнецов, 1964) и связанными с ней генетически месторождениями пегматитовой, грейзеновой и плутоногенной кварц-касситерит-вольфрамитовой рудных формаций (раннеорогенная стадия).

Несколько сложнее стоит вопрос о магматических и рудных формациях позднеорогенной стадии, поскольку не всегда удаётся провести отчетливую границу между орогенным этапом развития геосинклинали и послегеосинклинальным, квазиplatformенным, или "тергальным" развитием орогенных поясов. Нам представляется, что такая граница может быть установлена на основании формационного анализа по признаку смены орогенных "нижних" моласс квазиplatformенным развитием, после которого возобновляются орогенные движения, наблюдается воздымание горных краёв, формируются глубокие краевые, межгорные и наложенные впадины, выполненные наземными или мелководными морскими "верхними" молассами. Вначале здесь образуются магматические формации (интрузивные и эффузивные) кислого гранитоидного состава, а впоследствии — основного. Такая их периодичность, обратная геосинклинальному развитию, по-видимому, служит отражением последовательной базификации "гранитной" оболочки Земли в областях тектоно-магматической активизации.

Соответственно эволюции магматизма происходит и закономерная смена рудных формаций. Вначале в тесной генетической связи с гранитоидным магматизмом возникли месторождения скарно-шеелит-молибденитовой, кварцево-молибденитовой, жильной кварцево-арсенопиритовой и других плутоногенных формаций, а вслед за ними в парагенетической связи с субаэральным основным вул-

анизмом, либо без видимой связи с магматизмом, — телетермальные месторождения ферберит-антимонитовой, реальгар-аурипигментовой, сурьмяно-ртутной, кварц-карбонат-галенит-сфалеритовой и других рудных формаций. Их размещение не подчиняется границам ранее сформированных металлогенических зон, а определяется наложенными куполовидными блоковыми, либо разрывными структурами.

7. Членение металлогенических и рудных формаций по стадиям развития металлогенических эпох и тектоническим типам металлогенических зон в полном объеме возможно лишь для отдельных металлогенических провинций (геосинклинальных систем), в данном случае для металлогенических провинций Большого Кавказа и Малого Кавказа. Что касается металлогенических зон различного типа, то в их пределах набор металлогенических и рудных формаций остается далеко не полным. Данное обстоятельство и обуславливает четкое выражение контрастной и локальной металлогенической зональности для каждой металлогенической эпохи (Твалчрелидзе, 1970). В общем случае такая зональность рисуется в следующем виде в результате металлогенической специфики зон разного типа:

а/ В миогеосинклинальных зонах проявлены позднеорогенные месторождения телетермального типа свинцово-цинковой, ртутной и реальгар-аурипигментовой формаций, а также медистые песчаники и сланцы.

б/ В эвгеосинклиналях офиолитового типа находят развитие раннегеосинклинальные магматические месторождения хромитовой и титано-магнетитовой формаций, а также позднеорогенные, наложенные вулканогенные месторождения кварцево-золото-сложносulfидной и ртутной формаций.

в/ Для вулканогенных эвгеосинклиналей характерны раннегео-

синклинальные вулканогенные месторождения колчеданной и вкрапленной медно-полиметаллической формаций и позднегеосинклинальные месторождения скарново-магнетитовой и скарново-медной и жильные полиметаллической формаций.

г/ Для терригенных эвгеосинклиналей типичны ранне- и позднеорогенные месторождения пегматитовой, плутоногенной кварц-шеелит-молибденит-арсенопиритовой, грейзеновой олово-вольфрам-молибденовой, жильной кварц-галенит-сфалеритовой и других формаций.

д/ Для сланцевых эвгеосинклиналей характерны пластообразные месторождения сложного гидротермально-осадочного генезиса медно-пирротиновой и колчеданно-полиметаллической формаций.

Региональная металлогеническая зональность, проявленная в рамках одной металлогенической эпохи, нарушается вследствие наложения на нее рудообразований более молодой эпохи, а также связанных с процессом тектоно-магматической активизации эпигеосинклинального орогенного пояса.

8. Тектоно-магматическая активизация со свойственной этому процессу металлогенией, проявилась на Большом Кавказе в период позднеальпийского цикла. В позднем мелу-антропогене эта территория развивалась в квазиplateформных условиях.

Осевая часть Большого Кавказа была приподнята, значительная территория погружена под уровень моря, в котором отлагались эпиконтинентальные, преимущественно карбонатные осадки и локальное распространение имели шовные миегеосинклинальные зоны с режимом флишевого осадконакопления. Последние в палеогене испытали складчатость и припаялись к общей консолидированной структуре воздымания. В позднем неогене Большой Кавказ испытал очеред-

ное общее поднятие, сопровождающееся образованием сильно расчлененного высокогорного рельефа. Поднятие сопровождалось раскалыванием горст-антиклинория Большого Кавказа вдоль глубинных разломов. Последние послужили путями проникновения продуктов вначале кислой, гранитоидной магмы, давшей начало формированию ряда гипабиссальных и субвулканических тел, а затем — основной, базальтоидной магмы, получившей доступ на поверхность.

Неоген-антропогеновые тектонические движения и магматическая деятельность не вписываются в последовательность геологических событий, сопровождающих развитие геосинклинальных зон. Здесь мы не видим геосинклинальных осадочных и магматических формаций, а лишь мощные накопления орогенных моласс, выполняющие предгорные и межгорные впадины. Общее поднятие складчатого сооружения сопровождается выравниванием границ между отдельными оболочками земной коры, что устанавливается данными региональных геофизических исследований. Именно такая картина сглаженного рельефа гранитного и базальтового слоев, четко дифференцированных в собственно геосинклинальном процессе, характерна для периода, переходного от геосинклинального к платформенному.

В альпийском цикле для Большого Кавказа не могут быть выделены образования геосинклинального и орогенного этапов, а тем более — отдельных их стадий. Они подменены двумя стадиями, ранняя из которых проявлена в позднем неогене, а поздняя — в антропогене (Твалчредидзе, Панцулая, 1973). Наконец, структуры, возникшие в новейшее время, далеко не всегда унаследуют направление предшествующих геосинклинальных зон, а несогласно, порой поперечно, накладываются на них. В качестве таких

резко несогласных молодых структур выступает Ставропольское поднятие, наложенное как на эпигерцинскую Предкавказскую платформу, так и на эпигеосинклинальный орогенный пояс Большого Кавказа. Поднятие это контролируется молодыми изверженными кислыми породами района Кавказских минеральных вод.

Сумма перечисленных выше признаков свидетельствует, что в неогене, после достаточно длительного квазиплатформенного состояния, Большой Кавказ испытал тектоно-магматическую активизацию. Этот процесс сопровождался образованием ряда месторождений вольфрама и молибдена, мышьяка, сурьмы и ртути, отчасти свинца и цинка и некоторых других металлов. Отмеченные месторождения было принято относить к геосинклинальным и находить для них соответствующие этапы и стадии, но данные определения радиометрического возраста оруденения лишило такие построения основания.

Металлогенические схемы Большого Кавказа, учитывающие и развивающие высказанные здесь соображения, опубликованы (Твалчрелидзе, Панцулая, 1973; Твалчрелидзе и др, 1976), вследствие чего подробно не рассматриваются. Тем не менее целесообразно отметить практическое значение новых идей об особенностях молодой металлогении данной провинции.

Прежде всего в практической деятельности геологов, занимающихся поисками месторождений вольфрама, молибдена, сурьмы и ртути, необходимо при выделении перспективных площадей иметь в виду, что их ориентация в общем случае следует не всегда вдоль структурно-формационных зон, заложенных в геосинклинальные этапы герцинского и киммерийского тектонических циклов, а часто наложены на них вдоль молодых разломов, сводовых поднятий и молассовых депрессий. Вследствие этого изучению подлежат районы недавних и сов-

ременных тектонических движений. В данном аспекте при отбраковке поисковых площадей целесообразно использовать геоморфологические методы исследований.

Важное значение имеет также изучение специфики молодого магматизма Большого Кавказа, развивающегося не по законам эволюции геосинклинального процесса, а по иным, часто противоположным. Первая стадия магматизма представлена не основными, а кислыми породами гранитоидного ряда, последовательно сменяющимися во второй стадии основными. Как известно, последовательность смены магматизма от геосинклинального к орогенному этапу обратная. Исходя из этого альпийские гранитоидные породы Большого Кавказа всегда древнее наземных излияний андезит-базальтовых лав. Рудосодержание выявляется достаточно отчетливо по ассоциации с ними в пространстве месторождений вольфрама, мышьяка (арсенипирит), свинца и цинка. При этом, если первые обнаруживают непосредственное генетическое сходство с кислыми изверженными породами, размещаясь в зонах их эндо- и экзоконтакта, то последние обрисовывают внешние ряды зональности рудных районов, имеющих здесь выражение. Таким образом, наличие гранитоидных пород само по себе может быть использовано в качестве поискового критерия первого порядка на руды отмеченных металлов.

С основными породами, кроме серы, не обнаруживается прямой непосредственной связи оруденения. И все же по ряду косвенных признаков можно предполагать, что существует отдаленное, парагенетическое родство с очагами основной магмы проявлений ртутной, сурьмяной, мышьяковой (реальгар) минерализации. Такая связь может предполагаться по признакам разновозрастности вулканизма и рудопроявлений, общности территории из развития и контролирующей

роли единых структур. Исходя из таких общих соображений, заслуживающих в дальнейшем детализации, области новейшего вулканизма в широком понимании, могут при их изучении оказаться потенциально рудоносными. Одновременно следует иметь в виду, что высказанные предположения пока являются предварительными и требуют проверки фактическим материалом, в частности анализом шлиховых карт и геохимическим изучением трещинных структур.

Третьим новым аспектом предлагаемой концепции служат рудовмещающие породы. Оценка этого фактора в металлогенических зонах, выделяемых в рамках геосинклинальных структурно-фациальных зон, ранее производилась в общих чертах для всей геологической структуры. Однако с учетом несогласного наложения оруденения вдоль поперечных разломов на различные элементы первичных геосинклиналей, данный критерий становится весьма разнообразным для различных отрезков общей рудоносной линейной структуры. Рудные тела имеют различную морфологию, состав и размеры в глинистых сланцах лейаса, порфиритовой свите байоса, флише верхнеюрского-мелового возраста, карбонатных породах, древних гранитоидах и кристаллических сланцах. Каждая из отмеченных разновидностей вмещающих пород должна рассматриваться с точки зрения ее благоприятности для оруденения.

Наконец, пересмотру подлежит и оценка потенциальных перспектив рудоносности отдельных районов в отношении вертикальной амплитуды эрозионного сдвига. Можно полагать, что интенсивность рудообразования имеет прямую связь с масштабом глобального и сводового воздымания Большого Кавказа. В таком случае максимальную концентрацию оруденения следует ожидать в высокогорной части горст-антиклинория, что и находит подтверждение на приме-

ре многих рудных районов. Вместе с тем область наибольших воз-
дыманий одновременно интенсивнее всего эродируется и многие
месторождения здесь разрушены и снесены. В таких условиях важ-
ное прикладное значение приобретает установление участков мест-
ного понижения рельефа, сохранных от эрозии, могущих оказать-
ся рудоносными.

Отмеченные и другие критерии следует заново пересмотреть,
выяснить их поисковое значение и влияние на рудоносность раз-
личных районов Большого Кавказа.

9. Металлогеническая схема подвижных поясов, разработан-
ная в свое время Ю.А.Билибиным (1955) и его учениками путем
обобщения обильного фактического материала по региональной гео-
логии, магматизму и рудоносности складчатых областей СССР, дол-
гое время служила основой металлогенических исследований. Со
временем в эту схему были внесены значительные коррективы, обу-
словленные главным образом необходимостью учета полицикличес-
ти и разнотипности геосинклинального развития (В.И.Смирнов,
Г.А. Твалчрелидзе, В.А.Кузнецов, Е.А.Радкевич и др.). Ещё бо-
лее существенные дополнения схемы Ю.А.Билибина относятся к раз-
работке основ металлогенического анализа платформ (Ю.Г.Стариц-
кий и др.), а также областей тектоно-магматической активизации
(А.Д.Щеглов, Е.Д.Карпова, П.М.Хренов, В.И.Казанский и др.). В
результате металлогеническим анализом были охвачены все глав-
ные структуры земной коры, что позволило представить себе в
первом приближении ее металлогеническую эволюцию и предпринять
первые опыты металлогенического районирования Земли (Твалчре-
лидзе, 1972.; Магакян, 1974; Щеглов, 1976 и др.). Этими ра-
ботами был подведен первый весьма плодотворный итог исследова-

ний в области региональной и теоретической металлогении.

Одновременно вне этих исследований, базировавшихся на классической теории геосинклиналей, развивалась новая гипотеза тектоники плит, за короткое время сумевшая завоевать популярность среди геологов разных направлений, а также геофизиков, географов, палеоклиматологов, петрологов и металлогенистов.

Мобилистические идеи распространились со столь неожиданной быстротой не только благодаря существенно новым геологическим и преимущественно геофизическим данным, полученным при изучении дна океанов, но и в силу того, что гипотеза тектоники плит заставила по новому оценить факты по региональной геологии континентов, известные нам со студенческой скамьи и в свое время положенные Вегенером в основу разработанных им захватывающе-увлекательных представлений о раскалывании и разобщении некогда единых континентов Лавразии и Гондваны. После критики гипотезы Вегенера с позиций теории контракции и перманентности континентов и океанов, региональная геология осталась без такой, казалось, надежной основы и многие ранее хорошо объяснявшиеся схемы повисли в воздухе.

Небывалая для естественных наук скорость распространения новых тектонических идей в умах геологов повлекла за собой часто неоправданную ломку основных положений геологической науки, в частности теории геосинклиналей. Так, многими идентантами новой гипотезы представление о тектонических циклах именовалось "фундаментальной фиксистской абстракцией", отрицалась роль в геологическом строении континентов геосинклинальных структур, а все разнообразие геологических процессов сводилось к двум гипо-

тетичным явлениям — спредингу и субдукции.

В этих условиях бурного развития и становления новых тектонических понятий с наименьшей продуктивностью стали расти и многочисленные металлогенические схемы, охватывающие все аспекты глобальной тектоники в планетарном масштабе, либо более скромные, органичивающиеся в своих построениях отдельными континентами и их регионами. Для этих схем, как и сооруженных на их основании большом числе моделей, общим является объяснение всего многообразия рудоносных геологических структур двумя противоположными процессами: рождения океанической коры (спрединг) и ее поглощения (субдукция). В этом общем направлении в современном развитии региональной металлогении естественно все больше затруднений возникает при переходе от глобальных построений к конкретным регионам, где поневоле приходится привлекать все большее число микро-континентов и их взаимоотношения становятся все более запутанными и противоречивыми.

В настоящем кратком очерке металлогении Кавказа не остается места для сколько-нибудь подробного рассмотрения затронутых здесь вопросов новой глобальной тектоники и металлогении. Обратим лишь внимание на следующее немаловажное обстоятельство: Представление о геосинклиналях и их значении в развитии земной коры в виде стройной теории было изложено Д.Дана в 1873 г. После этого теория прошла длинный путь развития, дополнений и уточнений. И только в начале 50-х годов на ее основе была разработана первая научная схема металлогении складчатых областей, которая также испытала впоследствии значительные видоизменения и искривления. Что-же касается тектоники плит, то металлогенические построения отнюдь не отстают от развития идей в области тек-

тоники, а сопровождают их и безоговорочно принимают.

Нам представляется, что длительный этап становления металлогении, как отрасли науки о рудных месторождения, нельзя игнорировать при современных исследованиях, даже базирующихся на новых теоретических предпосылках в области тектоники. Этого нельзя делать, исходя из объективной реальности теоретических основ металлогенического анализа. Объективно реальными являются геологические формации, выделяемые в результате научных геологических методов — литологического, петрологического, геохимического, минаралогического и других. Объективно реальными являются тектонические циклы, их этапы и стадии, устанавливаемые путем применения отмеченных методов в пределах конкретных складчатых областей. Наконец, объективно реальным является основной закон геосинклинального развития, согласно которому развитие это ведет к рождению и наращиванию континентальной коры за счет коры океанической. Закон этот установлен также научными исследованиями с использованием методов геофизических, структурного анализа, петрологических и других.

Высказанные здесь соображения отнюдь не ставят перед собой целью критики основных положений новой глобальной тектоники. Их смысл сводится к необходимости проведения исследований с целью согласования основных положений новой гипотезы и теории геосинклиналей. Для нас не представляет сомнений, что такого рода исследования, которые найдут закономерное место для всех конкретных, реально существующих геологических структур геосинклинального происхождения в общем процессе становления, перемещения, наращивания и расчленения литосферных плит,

явятся основой для разработки универсальной теории развития земной коры.

Интересно отметить, что в данном направлении предпринимались неоднократные попытки как среди американских, так и советских геологов (Д.Дьюи и Д.Берд, Д.Пакки и Д.Филви, В.Е.Хаин, Л.П.Зоненшайн и др.), но общепризнанной схемы, естественно, ещё не удалось разработать. Тем не менее исследования эти следует множить и в частности распространить их на рудоносные структуры, одним из примеров которых может послужить систематика, принятая нами при составлении металлогенической карты Кавказа.

Знаменательно, что все попытки создания металлогенических схем на базе новых геотектонических концепций полностью игнорируют конкретные геологические структуры, определяющие в природе размещение рудоносных площадей разного масштаба. Одновременно они претендуют на большое прикладное значение, что определяется возможностью переоценки перспектив отдельных регионов, исходя из предлагаемой конфигурации плит литосферы и ограничивающих их поверхностей. Между тем известные нам опыты металлогенического моделирования пока еще далеко не могут представлять практический интерес. В связи с этим сейчас преждевременно отказываться от применения методов металлогенического анализа при изучении рудных провинций и зон, которые часто приводят к практически ценным результатам и во всяком случае позволяют обоснованно прогнозировать конкретные рудоносные территории. В этом аспекте перед дальнейшими металлогеническими исследованиями раскрываются широкие перспективы.

ЛИТЕРАТУРА

Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Изд-во Айпетрат, Ереван, 1958.

Ажгирей Г.Д. Геологическое изучение Западного Кавказа в связи с его металлогенией. Труды Всесоюзного Аэрологического треста, вып. 6. Госгеолтехиздат, 1960.

Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский полуостров - Иранское нагорье - Памир). "Геотектоника", 1967, № 3.

Богданов А.А., Зоненшайн Л.П., Муратов М.В., Наливкин В.Д., Пушаровский Ю.М., Хаин В.Е., Цейслер В.М., Штрейс Н.А. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. "Геотектоника", 1972.

Вулканизм и рудообразование. Изд. "Мир", 1973.

Гамкредидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. Геол.ин-та сер. т.Х (XV). Изд-во АН ГССР, Тбилиси, 1957.

Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Из-во АН ГССР, 1948.

Зоненшайн Л.П. О миогеосенклиналях. "Геотектоника", 1969, № 4.

Колчеданные месторождения Северного Кавказа, Изд. "Недра", 1973.

Константинов Р.М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях.Сб. "Изучение закономерностей размещений минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов". Изд-во "Недра", 1965.

Книппер А.А. Тектоническое положение пород гипербазитовой

формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. В сб. "Магматизм и тектоника геосинклиналей". М. Изд-во "Наука", 1969.

Кузнецов В.А. Рудные формации. Применение формационного анализа в изучении рудных месторождений. Геология и геофизика, 1972, № 6.

Кузнецов Ю.А. Главные типа магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.

Магакьян И.Г. Металлогения (Главнейшие рудные пояса). М. "Недра", 1974.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во Моск. Ун-та, 1963.

Милановский Е.Е. Хаин В.Е. Большой Кавказ, Предкавказские краевые прогибы, Куринская и Рионская межгорные впадины. Малый Кавказ. В кн. "Тектоника Европы". М. Изд-во "Наука" и "Недра", 1964.

Моссаковский А.А. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма. Сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма". Изд-во "Наука", 1969.

Муратов М.В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. В кн. "Тектоника СССР", т.2, Изд-во АН СССР, 1949.

Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы, их этапы развития и магматизм. Изв. АН СССР, сер. геолог. 1967, № 10.

Муратов М.В. Главные тектонические элементы материков.

Сб. 4 "Тектоника". Докл. сов. геологов на XXIV сессии МГК.
Изд-во "Наука". 1972.

Обуэн Ж. Геосинклинали. Изд-во "Мир", 1967.

Овчинников Л.Н. Элементы-примеси как индикаторы процессов рудообразования и использование закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений. Сб. "Химия земной коры". Изд-во "Наука", 1964.

Паффенгельц К.Н. Геологический очерк Кавказа. Изд-во АН Армянской ССР, Ереван, 1959.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. "Геотектоника", 1969, № 4.

Поникаров В.П., Кузьмин В.Г. Доминов Е.А., Сулици-Кондратьев Е.Д. О некоторых особенностях развития Альпийско-Гималайской складчатой области в позднем докембрии и палеозое. "Геотектоника", 1969, № I.

Смирнов В.И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа. Докл. АН СССР, т. 177, 1967, № I.

Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. В кн. "Генезис эндогенных рудных месторождений". Изд-во "Недра", 1968.

Страхов Н.М. О периодичности и необратимой эволюции в истории Земли. Изв. АН СССР, сер. геол. №6, 1949.

Твалчрелидзе Г.А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.

Твалчрелидзе Г.А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). Изд-во "Недра", 1972.

Твалчрелидзе Г.А., Буадзе В.И. Геологические условия образования медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических месторождений. "Минеральные месторождения". Докл. сов. геологов. пробл. 4, МГК, Изд-во "Наука", 1972.

Твалчрелидзе Г.А., Буадзе В.И. Геологические особенности и условия формирования колчеданно-полиметаллических месторождений сланцевых эвгеосинклиналей. В кн. "Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность". Свердловск, 1973.

Твалчрелидзе Г.А., Панцулая В.В. Сравнительная характеристика геосинклинальной и постгеосинклинальной металлогении Кавказа. Советская геология, 1973, № II.

Твалчрелидзе Г.А., Нетреба А.В., Панцулая В.В., Черницын В.В. Научные принципы металлогенического анализа Кавказа. Тр. КИМСа, 1974.

Твалчрелидзе Г.А., Нетреба А.В., Панцулая В.В., Черницын В.В. "Научные принципы металлогенического анализа Кавказа". В сб. "Проблемы геологии и металлогении Кавказа". Изд-во "Мецниереба". Тбилиси, 1976.

Твалчрелидзе Г.А. Некоторые металлогенические особенности вулканических поясов. М. Изд-во "Недра", 1977.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Изд-во "Недра". 1971.

Черницын В.Б., Андрушук В.Л., Рубцов Н.Ф. Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. Изд-во "Недра", 1971.

Шатский Н.С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.

Штёклин Дж. Тектоника Ирана. "Геотектоника" № I, 1966.

Штилле Г. Тектоническое развитие Америки, как восточного обрамления Тихого океана. Избр. тр. Изд-во "Мир", 1964.

Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Изд-во "Недра", 1968.

Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М. Изд-во "Недра", 1976.

Подписано к печати 13.10.78.

Т-20204

Формат бумаги 60x90^I/16 Печ. л. 7,75 + вкл. Уч. изд. л. 8,75

Тираж 800.

Заказ 257.

Цена 45 коп.

Ленинградская картографическая фабрика
объединения "Аэрогеология"

45 коп.

3082

Малога Кабказ		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации		Осадочные формации		Рудные формации		Магматические формации	
---------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--	--------------------	--	-----------------	--	------------------------	--

Обозначения
в таблицах:

ЭГС — эвгеосинклиналь.
МГС — мезгеосинклиналь
ГА — геосинклиналь

(х) — интенсивное проявление
(+) — обильное проявление
(*) — слабое проявление

СХЕМА

МЕТАЛЛОГЕНИИ

КАВКАЗА

Металлогенические эпохи		Герцинская				Киммерийская				Альпийская										
Основные геоструктурные зоны	Этапы	Геосинклинальный		Орогенный		Геосинклинальный		Орогенный		Геосинклинальный		Орогенный		Активизации						
	Стадии	Ранняя	Поздняя	Ранняя	Поздняя	Ранняя	Поздняя	Ранняя	Поздняя	Ранняя	Поздняя	Ранняя	Поздняя							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13		14	15				
Предкавказье (герцинская геосинклиналь и эпигерцинская платформа)	Осадочные формации	ЭГС Передового хребта		Межгорный прогиб угленосная и пестроцветная, молассовая		Платформенное развитие		Формирование осадочного чехла						Молассовая						
	Магматические формации	Вулканогенно-осадочные (х)		Терригенные и флишевые (х)		Батолитовая гранитоидная (+)		Дайковая гранит-порфир и кварц-порфир (+)		Отсутствуют				Лакколитовая сиенит-липаритовая (КМВ)						
	Рудные формации	Медноколчеданная		Скарновое медно-магнетитовое и золоторудное (+)		Кварц-молибденитовая и шегелитовая (+)		Галенит сфалеритовая и барит-свинцовая		Железорудная, осадочная (Малкинский и Зеленчукский бассейны), осадочная свинцово-цинковая (+)				Вкрапленная полиметаллическая и скарново-дамитовая (+)						
Кавказ	Геосинклиналь Северного склона и геосинклиналь	Осадочные формации	Устойчивое ГЯ поднятие Главного хребта		Осадки не сохранились		Прибодораздельная и Южная ЭГС „Северная“ МГС		Аспидная и кератоприобная (х)		Терригенная и карбонатная флишевые (х)		Платформенные угленосная (стадии четко не выделяются)		Прогибы выполаженные флишевой формацией		Майкопская серия, молассовая (Переходный режим)		Сводово-глибовое поднятие горной страны	
		Магматические формации			Габбро-плагиогранитная (х)		Микроклиновых метасоматических гранитов		Штоковок и даек гранит-порфиров (+)		Дайковая диабазово-порфиритовая (х)		Габбро-плагиогранитная		Малых интрузий габброидов и гранитоидов (+)				Гранитоидная (Меллинский, Эльзрутинский интрузивы)	
	Главного хребта	Рудные формации			Оловянная пегматитовая гидротермальная молибденная		Мышьяково-полиметаллическая (+)		Медно-пирротитовая и кварц-халькопиритовая		Жильная кварц-полиметаллическая (х)								Скарновое молибденит-шегелитовое	
		Осадочные формации	Сванетский прогиб (МГС)		Метаморфизованная песчано-сланцевая и карбонатная (Дизская серия) (+)		Верхняя аркозито-гравитовая (Дизская серия) (+)		Сланцевая ЭГС Аспидная вулканогенная ЭГС Южно-приобная		Флишевая МГС „сквозного“ развития Терригенного и карбонатного флиша (х)		Флишевые формации (+)		Молассовая (краевых прогибов)		Сводово-глибовые поднятия, активизация разломов наземные обламочные (+)			
													квази платформенный режим		Переходный („Терсальный“) режим					
			Магматические формации	Плагиоклазовых порфиритов (+)						Диабаз-спилитово-порфиритовая (х)		Габбро-плагиогранитная (Зиерский-Кирский интрузивы) (+)		Гранитоидная (Келасурская интрузия) (+)		Малых интрузий габброидов-даек-артезиаров и щелочных пород		Магматизм мела и палеогена слабо выражен		Малых интрузий пестрого состава (+) андезитов-базальтовых (+)
Рудные формации							Медно-пирротитовая и колчеданно-полиметаллическая		Скарново-магнетитовая, кварц-молибденитовая и золоторудная		Пегматитовая и кварц-полиметаллическая		Жильная кварц-полиметаллическая		Телетермальная свинцово-цинковая		Кварц-арсенопирит и кварц-молибденитовая, фредерит-антимонитовая реальгар-пиритомелановая Ртутная			
Закавказский срединный массив	Осадочные формации	Поднятие; осадки отсутствуют		Дзиргульская зона		Вулканогенно-осадочная кварц-порфиритовая (+)		Северная периферия Грузинской глыбы		Платформенный чехол		Карбонатная вулканогенно-карбонатная и терригенная (+)		Терригенная и силикатовая в наложенных впадинах (+)		Активизация глубинных разломов в Дзиргульской зоне; межгорные прогибы				
	Магматические формации			Габбро-плагиогранитная (+)		Микроклиновых метасоматических гранитов (+)		Эффузивная кварц-порфиритовая (+)		Диабаз-даек и порфиритов		Гранитоидная (Хевский интрузив)		Диабаз-щелочных пород и пикритов		Экструзивная базальтовая				