

© А.Д.Исмаил-Заде, Е.Н.Емельянова, З.А.Велиев, Е.Н.Ляtifова, 2008

ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ СЕВАН-АКЕРИНСКОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КAVKAZA

А.Д.Исмаил-Заде, Е.Н.Емельянова, З.А.Велиев, Е.Н.Ляtifова

*Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, просп. Г.Джавида, 29А*

Рассматривается взаимосвязь металлогении с магматическими комплексами в Севан-Акеринской зоне. Рудные формации зоны – хромитовая, ртутная, полиметаллическая и золоторудная – по вещественному составу и геолого-структурным особенностям обнаруживают различные связи с вмещающими комплексами: хромитовая входит в состав аллохтонной пластины; ртутная пространственно совмещена со всеми комплексами; полиметаллическая находится в гидротермально-измененных зонах и золоторудная парагенетически связана с гранитоидным магматизмом. Приводятся примеры одно- или двухуровневых форм проявлений рудных формаций.

Впервые отмечается существенная роль аллохтонной «офиолитовой» пластины в процессе формирования золоторудной формации. Подчеркивается принадлежность медно-колчеданно-полиметаллических проявлений единой региональной рудно-магматической системе Лок-Гафанской зоны.

Севан-Акеринская структурно-формационная зона располагается в центральной части Малого Кавказа с обрамляющими структурами Лок-Гарабагской и Гафанской зон. Последние характеризуются сходными магматизмом и металлогенией, выраженными юрско-меловым вулканогенным и вулканогенно-осадочными комплексами со средне- и позднеюрскими интрузивами диорит-гранодиорит-плагиигранитового состава и золоторудными медно-колчеданными, медно-порфировыми и колчеданно-полиметаллическими месторождениями. Вследствие их схожести, нередко в литературе отмечается единая Лок-Гафанская структурная зона.

В строении Севан-Акеринской зоны, характеризующейся наличием пород офиолитовой ассоциации, выделяются три комплекса: а в т о х т о н н ы й – вулканогенный комплекс юры, флишoidная толща альба, олистостромовый комплекс сеномана; а л л о х т о н н ы й – гипербазиты, габброиды и эффузивно-радиоларитовая толща; н е о а в т о х т о н н ы й – преимущественно осадочный и менее вулканогенный коньяк-сантона, карбонатный кампан-маастрихта (Соколов, 1977; Книппер, Соколов, 1974 и др.). Для зоны характерны проявления хромитовой минерализации, ртутные и золоторудные промышленного типа месторождения.

Офиолитовый пояс в составе Севан-Акеринской зоны при общей длине более 250

км и ширине 10-25 км протягивается непрерывной полосой от северного побережья оз. Севан на юго-восток до левобережья р.Араз. Северо-западнее оз.Севан на территории Армении данный пояс в районе с.Шоржа погружается под палеогеновые вулканогенно-осадочные отложения и вновь выступает в виде изолированных массивов в районе с.Амасия, переходя затем в Турцию. Данная зона на севере по Мровдагскому и Гарабагскому надвигам граничит с Лок-Гарабагской зоной, а южная граница устанавливается по Лачин-Башлыбельскому разлому, отграничивающему его от Гафанской зоны (Шихалибейли, 1966).

В ходе многолетних работ по исследованию металлогенической специализации зоны на хромиты, ртуть, золото и другие полезные ископаемые (рис. 1) установлено неоднородное родство их с комплексами данной структуры. К металлам, опосредственно или непосредственно связанным с офиолитовой ассоциацией, относятся в основном Cr, Co, Ni, Pt, а к металлам, имеющим пространственные взаимоотношения с офиолитовым комплексом, – Hg, Sb, As. Весьма оригинальна роль золотого оруденения, представленного в виде золото-теллуридного и золото-ртутного месторождений, в связи с разновозрастным кислым магматизмом (Кашкай и др., 1967; Бабазаде, 1974).

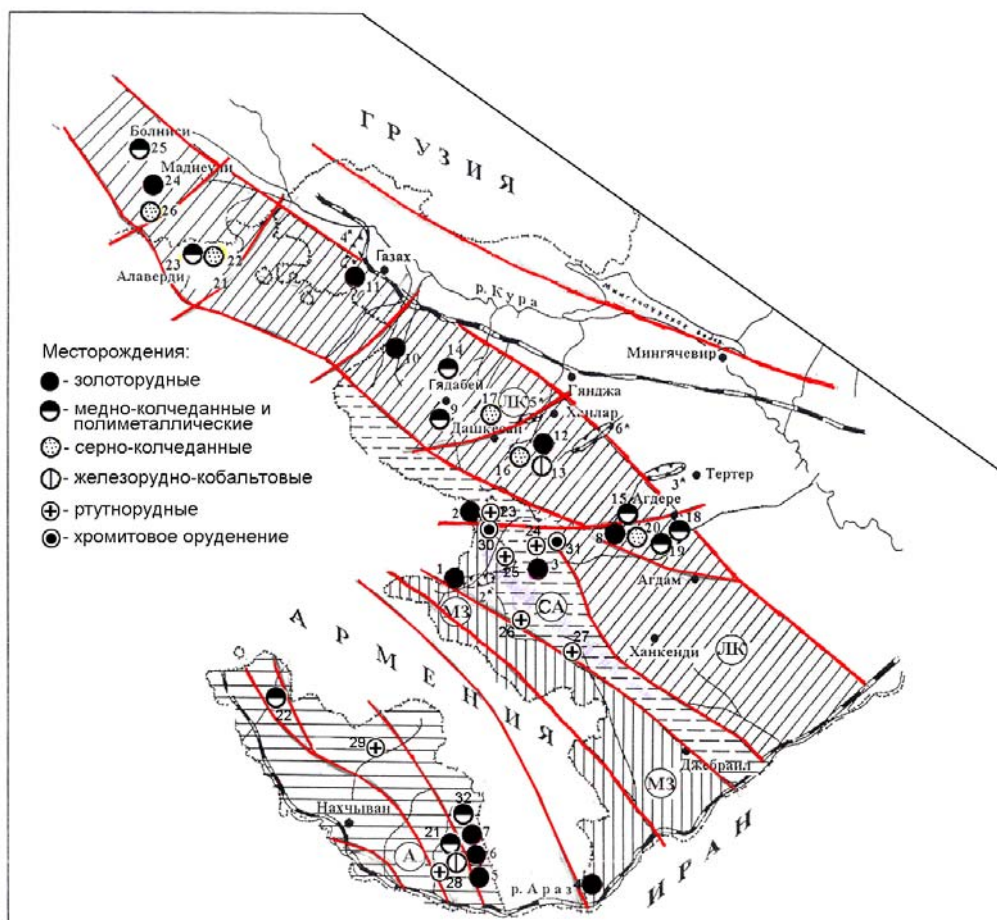


Рис. 1. Размещение рудных месторождений и проявлений на Малом Кавказе (Азербайджан)

Золоторудные:

1 – Агдуздаг, 2 – Зод-Соютлу, 3 – Тутхун, 4 – Вежнали, 5 – Пязбаши, 6 – Шекердере, 7 – Агюрт, 10 – Гоша, 11 – Дагкесеман, 12 – Човдар;

Медно-колчеданные и полиметаллические:

9 – Гядабей, 14 – Гарадаг, 15 – Агдере, 18 – Мехмана, 19 – Гюльятаг, 21 – Агдере (Нхч.), 22 – Гюмушлуг, 32 – Мисдаг;

Серно-колчеданные:

16 – Тоганалы, 17 – Чирагдара, 20 – Ванклу;

Железорудно-кобальтовые:

13 – Дашкесан;

Ртутно-сурьмяно-мышьяковые:

23 – Левчай, 24 – Шорбулаг, 25 – Агятаг, 26 – Калафалик, 27 – Лачин, 28 – Дарридаг, 29 – Парадашт;

Хромитовые:

30 – Левчай, 31 – Гейдара.

Вышеуказанная металлогеническая особенность Севан-Акеринской зоны выдвигает весьма существенный вопрос: в чем же заключается металлогения собственно Севан-Акеринской зоны с учетом времени ее заложения, магматизма и участия в геодинамике Малого Кавказа?

Геологическое строение Севан-Акеринской зоны является объектом длительных

дискуссий о соотношениях составляющих ее комплексов, однако существует ряд непреложных аспектов геологического характера, принимаемых всеми исследователями:

- наличие в строении зоны разнотектонических и разновозрастных комплексов, соответствующих различным геодинамическим условиям формирования: офиолитовых – спрединговым, океаническим; юрских вулка-

ногенных и вулканогенно-осадочных – коллизионным, гипабиссальным проявлениям островодужного магматизма; меловых осадочных и карбонатных – неглубоководным бассейнам; олистостромовых и меланжевых – тектонизированным зонам;

- вытянутость всех комплексов в северо-западном направлении с четко выраженной линзовидностью тел, подчеркивающей связь с разрывными структурами зоны и общую подверженность всех комплексов (не только гипербазитовых) сильной сдавленности и расланцеванности северо-западной ориентировки.

Приведенные данные свидетельствуют о высокой интенсивности и длительности проявления тектонических процессов на протяжении всего периода формирования структурной зоны, подчинившие общему структурному плану не только формирующиеся комплексы, но и аллохтонные фрагменты океанической коры, т.е. устанавливается сильная тектоническая переработанность всех доверхнесенонских образований Севан-Акеринской зоны в отличие от соседних зон.

Автохтонный комплекс этой зоны представлен базальт-андезит-риолит-плагиогранитовой (байос) и базальт-андезит-дацитовой (бат) формациями, характерными для Лок-Гарабагской и Гафанской зон. Отложения данных комплексов отмечаются лишь в обрамлениях Севан-Акеринской зоны, а верхняя часть автохтона, представленная отложениями поздней юры-неокома, установлена фрагментарно внутри зоны. Наряду с тектоническими контактами между ними отмечаются также постепенные переходы неокома во флишеидную толщу альб-сеномана.

Суммируя вышеизложенное, можно констатировать, что составляющие современную структуру Севан-Акеринской зоны различные комплексы, формировавшиеся в различных условиях, подвергались разновозрастным дислокациям. Ведущим, однако, был процесс поперечного сжатия, обусловивший образование разновозрастных тектонических пластин и покровов.

Тектоническая позиция Севан-Акеринской зоны в системе Малого Кавказа исследователями последних десятилетий (Кашкай, 1976; Аллахвердиев, 1983; Рустамов, 2001;

Г.Мустафаев, 2002; М.Мустафаев, 2007 и др.) считается соответствующей рифтогенной зоне, являющейся юго-западным продолжением Измир-Эрзинджанского пояса. При этом комплексы офиолитовой ассоциации, по данным этих авторов, являются протрузивно-выжатыми и представляют собой «параавтохтон», а вся Севан-Акеринская зона принимается ими за главную сутурную зону региона. Подобная интерпретация, на наш взгляд, является не вполне удовлетворительной, т.к. среднеюрские вулканогенные комплексы – автохтон Севан-Акеринской зоны, аналогичны таковым и соседних ее обрамлений с юга и севера, т.е. структуры Лок-Гарабагская, Севан-Акеринская и Гафанская на протяжении всей средней юры представляли собой единую Лок-Гафанскую зону, расчлененную на продольные северо-западные зоны лишь в раннем мелу.

Позиция исследователей (Книппер, 1971; Ломизе, 1970; Зоненшайн и др., 1987; Гасанов, 1985 и др.) относительно соответствия офиолитовых комплексов Севан-Акеринской зоны и Вединского пояса (Армения) пластинам, совместно выжатым в сеноман-коньякском периоде из Мисхана-Зангезурской зоны, является также малоубедительной, т.к. трудно представить проявление мощных разнонаправленных напряжений сжатия, за короткий период способствовавших одновременному перемещению на расстояния более 40 км офиолитовых пластин из сутурной зоны на север – в Севан-Акеринскую зону и на юг – в Вединскую.

Наиболее приемлемой представляется нам позиция, согласно которой офиолитовые комплексы Севан-Акеринской зоны с учетом соотношений олистостромового комплекса (сеноман) и времени перекрытия их офиолитовыми комплексами (поздний сеноман-ранний коньяк) являются аллохтонными пластинами, выжатыми в процессе Австрийской фазы тектогенеза (K_1 - K_2) из-под надвинутого мезозойского вулканогенного комплекса Лок-Гарабагской зоны с севера на юг с корневой зоной в пределах Куринской впадины (по С.Д.Соколову, 1977 – из-под Лок-Гарабагской зоны). Наличие офиолитового комплекса под мезозойскими вулканогенными образованиями нами объясняется с позиции обдукции океанической коры при замыкании океанического бассейна Палеотетиса (пермь-триас) на

континентальную кору Закавказского микроконтинента с последующим перекрытием ее мощным мезозойским вулканогенным комплексом (Исмаил-Заде, 2004, 2006).

Ниже приводится краткая геолого-геоморфологическая характеристика хромитового, ртутного и золоторудного оруденений Севан-Акеринской зоны.

Хромитовое оруденение. Повсеместное наличие в структурах складчатых систем хромитовых, никелевых и платиновых минерализаций в ультрабазитовых комплексах офиолитовых ассоциаций характеризует металлогеническую специализацию содержащего их расплава как мантийной производной. Проявления хромитов в исследуемой зоне достигают значений крупных рудопроявлений или мелких непромышленного типа месторождений, приуроченных в основном к определенным фаціальным типам – дунитам и менее к пироксеновым перидотитам. В исследуемом регионе установлено около 40 месторождений и проявлений хромитовых руд, среди которых наиболее крупные – Гейдаринское, Кязимбинское, Заидаринское, Хотованское и группа Ипякских. Дуниты встречаются в виде локальных линзообразных тел среди перидотитов длиной от 50-100 до 300-400 м при мощности от 1 до 20-30 м. Пироксеновые перидотиты развиты преимущественно на северо-западе зоны в пределах Шахдагского хребта.

Хромитовые рудопроявления исследователями подразделены на сегрегационные, гистеромагматические и россыпные генетические типы (Баба-заде, Малютин, 1967; Сулейманов, Баба-заде, 1967 и др.).

Сегрегационные, наиболее ранние рудопроявления представлены массивными и вкрапленными рудами, приуроченным к дунитовым массивам. Для них характерны шлировые формы выделений, различные густота вкрапленности и величины рудных тел. Границы рудных выделений с вмещающими дунитами нерезкие. Рудопроявления этого типа – Гейдаринское, Хотованское, Джомардское и др.

Гистеромагматические, более поздние рудные тела, приуроченные к дунитам и гарцбургитам, представлены отдельными гнездами массивной, нодулярной и вкрапленной текстур. К ним относятся рудопроявления – Ахардаринское, Левчайское, Нижнехалифа-

линское и др. Границы с вмещающими породами очень резкие и ровные.

К *россыпным* рудопроявлениям коры выветривания относятся Красногорское, Багиндаринское, Чаректарское и др.

По текстурно-структурным особенностям среди хромитовых руд с учетом соотношения рудных и силикатных минералов, формы их выделений установлены массивные, вкрапленные и нодулярные типы.

Несмотря на выявленную связь хромитовых руд с петрографическим составом вмещающих комплексов, в то же время отмечается, что "...какой-либо закономерности в пространственном расположении гнездообразных рудных тел и полей развития гарцбургитов установить не удастся" (Малютин, 1967).

Минералогически в составе хромитовых руд наблюдается преимущественное развитие хромшпинелидов, а в подчиненном количестве отмечаются кеммерит, хромдиопсид, уваровит, пентландит, миллерит, артинит, брусит, хлорит, тальк, самородная медь, гарниерит и магнезит, а в редких случаях – зерна платины. Хромдиопсид, кеммерит и уваровит присутствуют исключительно в хромитовых рудах и отсутствуют во вмещающих породах. Для руд с хромдиопсидом и кеммеритом характерны высокохромистые хромшпинелиды, а для руд с уваровитом – низкохромистые (Малютин, 1967). Пересчет химического состава хромшпинелидов показал их соответствие алюмохромитам, субферриалюмохромитам и хромитам.

Проведенные исследования позволили установить зависимость состава хромшпинелидов от петрохимического состава вмещающих комплексов, выражающуюся в следующем (табл.):

- высокохромистые и низкоалюминиевые хромшпинелиды развиты среди дунитов шлировых обособлений с $Al_2O_3/Cr_2O_3 = 0.23-0.28$ и $MgO/FeO = 0.78-1.04$;

- менее высокохромистые и умеренно-алюминиевые хромшпинелиды составляют сегрегационные типы среди дунитов самостоятельных массивов с $Al_2O_3/Cr_2O_3 = 0.32-0.36$ и $MgO/FeO = 0.81-0.95$;

- низкохромистые и высокоалюминиевые хромшпинелиды в гарцбургитах с $Al_2O_3/Cr_2O_3 = 0.47-0.5$ и $MgO/FeO = 0.68-0.7$.

Полученные данные подтверждают существующие взгляды о влиянии химического состава ультрабазитов на состав кристаллизующихся в них хромшпинелидов (Баба-заде и др., 1967; Павлов и др., 1968). Наблюдаемые колебания в содержании хрома и взаимосвязи с текстурными особенностями руд связаны с эволюционным преобразованием магматического расплава в процессе формирования ультраосновных массивов с учетом унаследованности хромшпинелидами основных черт химизма расплава.

Для исследуемой офиолитовой ассоциации характерны также никеленосность и платиноносность. Присутствие никеля установлено в следующих формах: изоморфной примеси в оливинах, высвобожденной при процессах мантийной серпентинизации; в форме окислов в серпентинитовых минералах; значительно меньше в виде сульфидных минералов – пентландита и миллерита, рассеянных в дунитах; силикатного минерала гарниерита в зоне гипергенеза. Промышленные концентрации не обнаружены.

Платина установлена в дунитах шшировых обособлений и связанных с ними хромитовых рудах. В массивных хромитовых рудах Гейдаринского месторождения отмечены мелкие единичные зерна платины.

Проведенные исследования по структурно-текстурным особенностям и составам хромшпинелидов, выявление взаимосвязи с вмещающими породами позволили установить формирование хромшпинелидов в процессе кристаллизации ультраосновного магматического расплава в мантийных условиях. Образование хромитового оруденения в условиях рифтогенеза происходило в две стадии. На ранней стадии в процессе обеднения легкоплавкими компонентами (деплетирование) мантийного вещества образуется тугоплавкий остаток – дуниты, обогащенные хромом, соответствующие сегрегационному типу рудных тел с массивными и вкрапленными текстурами. На поздней стадии при продвижении вязкопластичного вещества в верхние уровни в дунитах и гарцбургитах образуется гистеромагматический тип рудных тел с густовкрапленными, нодулярными и гнездами массивных текстур. Таким образом, выявленные генетические типы хромитовых руд и стадийность проявлений отражают их соответствие мантийным условиям рифтогенеза,

имевшим место в зоне генерации древней океанической коры. Последующая геодинамика региона способствовала ее перемещению в составе аллохтонных пластин в окружающие складчатые структуры. В этом аспекте наличие небольших по масштабам проявлений хромитовых руд объясняется соответствием их верхним уровням аллохтонной пластины, а нижние, более богатые рудами, были растасканы или "задержались" в соседних структурах по мере продвижения пластины с севера на юг.

Ртутно-рудное оруденение. Ртутные и ртутьсодержащие месторождения Малого Кавказа сгруппированы в пределах Севан-Акеринской зоны с характерным поясовым размещением (Кашкай, Насибов, 1965; Сулейманов, Баба-Заде, 1974), известным как ртутный пояс Малого Кавказа.

Размещение ртутных месторождений в пределах зоны контролируется продольными северо-западными разломами, трассирующими линзовидно-вытянутые гипербазитовые тела. Типизация рудных объектов по локализации ртути в различных литологических комплексах позволила сгруппировать их в пять типов локализаций (рис.2): листовенитовый, джаспероидный, карбонатный, локализованный в брекчиях и трещинный. Среди наиболее благоприятными типами концентрации ртути до промышленных масштабов – листовениты и джаспероиды.

Лиственитовый тип, являющийся типичным для офиолитового комплекса, насчитывает свыше 50 месторождений и рудопроявлений, составляющих Агятагское рудное поле. Рудоносные листовениты нередко имеют протяженность до 1-2 км при мощности от нескольких десятков до 100-200 м и более. Они характеризуются кварц-карбонатными и тальк-карбонатными разностями с ртутным оруденением, представленным преимущественно кинноварью. Повышенное количество ртути в листовенитовых телах приурочивается к участкам со следами повышенных тектонических воздействий, что является главным фактором, указывающим на важность постлистовенитовых тектонических процессов в концентрации ртутного оруденения. Все это свидетельствует о пространственной связи ртутной минерализации с ореолами метасоматически измененных пород и тектонически ослабленных зон.

Литологическая колонка	Возраст	мощн. в м.	Характеристика пород	Интенсивность проявления ртутной минерализации	Промышленные типы
	Мио-плиоцен	более 150-200	Андезито-дациты, риолито-дациты и их туфы	●	
	Эоцен	более 100-200	Андезиты и их различные туфы	○ ●	
		200-400	Глинисто-песчано-туфогенный флиш	○ ●	
	Верхний сенон	до 500	Пелитоморфные известняки	●	
	Нижний сенон	до 1000	Вулканогенно-осадочные образования	○ ●	
		более 1000	Гипербазиты	● ●	
	Сеноман	до 700	Олистостромовая толща	○ ●	
			Рассланцованные аргиллиты, покровы и потоки андезито-дацитов, риолито-дацитов и их туфов	○ ●	
	Альб-сеноман	250-300	Песчанистые известняки, рудоносные джаспериоды	● ○	
	Альб	200-300	Рассланцованные аргиллиты	●	
	Готерив	200-300	Песчано-глинистые известняки, известковистые песчаники, порфириды, туфы	●	
	Валанжин	более 500	Известняки с прослоями известковистых песчаников, туфопесчаников и реже туфов	●	
	Титон	150-200	Известняки	●	
	Кимеридж	180 до 200	Туфогенные породы с прослоями и линзами известняков	●	
	Оксфорд		Кремнисто-песчанистые породы	●	
	Келловей	200-400	Терригенно-известковистые породы	●	
	Байос-бат	более 1500	Вулканогенная толща (порфириды, диабазы, пирокластиты)	●	

● 1 ○ 2 ● 3

Рис. 2. Характер распределения сурьмяно-ртутного орудинения в стратиграфическом разрезе мезо-кайнозойских отложений центральной части Севан-Акеринской зоны.

1 – месторождения, 2 - рудопроявления, 3 – слабоминерализованные участки;
Промышленные типы руд: - - - - - листовитовый, джаспериодный,
~~~~~ карбонатный, xxxxx брекчированный, ——— трещинный.

*Джаспероидный тип* минерализации характеризует месторождения (Левчайское, Чанлыбельское и др.), тесно связанные с окварцеванными известняками, подвергнутыми последующим тектоническим воздействиям. Минерализация на поверхности имеет ртутный состав, а на глубине появляется антимонит, нередко образующий значительную концентрацию. Наряду с ртутными, отмечаются сурьмяно-ртутные проявления и массивные сурьмяные руды.

Джаспероидного типа известняки с ртутной минерализацией занимают нижнее стратиграфическое положение в разрезе нижнемеловых отложений мощностью 70-100 м. Залегающая выше мощная толща песчано-глинистых известняков альб-сеномана и среднекислых вулканитов коньяксантона лишена данной минерализации, что, очевидно, обусловлено их экранирующей ролью в рудогенезе, создающей непроницаемые барьеры, под которыми происходят разгрузки рудоносных гидротерм.

*Карбонатный тип* концентрации ртутной минерализации приурочен к массивным раскристаллизованным известнякам, слагающим низы карбонатного разреза позднего сенона (Нарзанлы, Арзу). Основным ртутным минералом является киноварь, реже отмечается вкрапленность реальгара. Морфологически ртутная минерализация представлена линзами, жилами или столбообразными и сложными рудными образованиями, контролируемые узлами взаимопересекающихся разрывов.

*Локализованный в брекчиях тип* месторождений – тектонически брекчированные участки крупных комплексов, состоящих из слоистых кремнистых и известково-кремнистых известняков, включающих пакеты и прослои яшмоподобных кремнистых пород. При тектонических подвижках в них создаются промежутки, выполненные киноварью и ассоциирующей минерализацией (Агятагское, Атдашинское, Излибулагское и др.).

*Трещинного типа* рудопроявления приурочены к мелким разрывным нарушениям или к различно ориентированным зонам трещиноватости (Левчайское рудное поле). Плотность распространения оруденения зависит от интенсивности площадной трещи-

новатости, дробленности пород и выдержанности разрывного нарушения. Оруденение – прожилково-вкрапленное с налетом и примазками киновари. Эти рудопроявления, расположенные в центральной части Левчайского джаспероидного типа месторождения, отличаются от месторождений листовитового типа, хотя на локальных участках процесс гидротермального изменения дробленных пород завершается образованием слабоминерализованных листовитоподобных кварц-карбонатных разностей.

Анализ проведенных исследований по типам сурьмяно-ртутных и ртутных месторождений и рудопроявлений на Малом Кавказе и выявленная закономерность в поясовом распределении позволили установить их широкую приуроченность в пределах Севан-Акеринской зоны как к породам офиолитового комплекса, так и к вмещающим породам – от раннего мела до позднего плиоцена. Это обстоятельство способствовало признанию пространственной связи оруденения с офиолитами и породами данной зоны.

Вышеизложенное и, в частности, связь ртутного оруденения Севан-Акеринской зоны с глубинными разломами, контролирующими размещение гипербазитовых тел, приуроченность их ко всем комплексам исследуемой зоны, следует считать главной причиной вертикального и площадного распространения ртутного оруденения, возможно, связанного с нижнеплиоценовой тектоно-магматической активизацией, характерной для этой зоны, т.е. подтверждается принятая в литературе ювенильно-магматическая точка зрения о генезисе ртутного оруденения.

**Золоторудное оруденение.** В пределах исследуемой зоны выделяются три золоторудных поля: Зод-Соютлинское, Тутхунское и Агдуздагское, среди которых наиболее значительным является Зод-Соютлинское месторождение (рис.3). Все три рудных поля пространственно приурочены к центральной части офиолитового пояса (бассейны рр. Тертер и Тутхун), а Зод-Соютлу и Агдуздагское располагаются в пределах Мровдаг-Зодского поперечного поднятия (Шихалибейли, 1967).



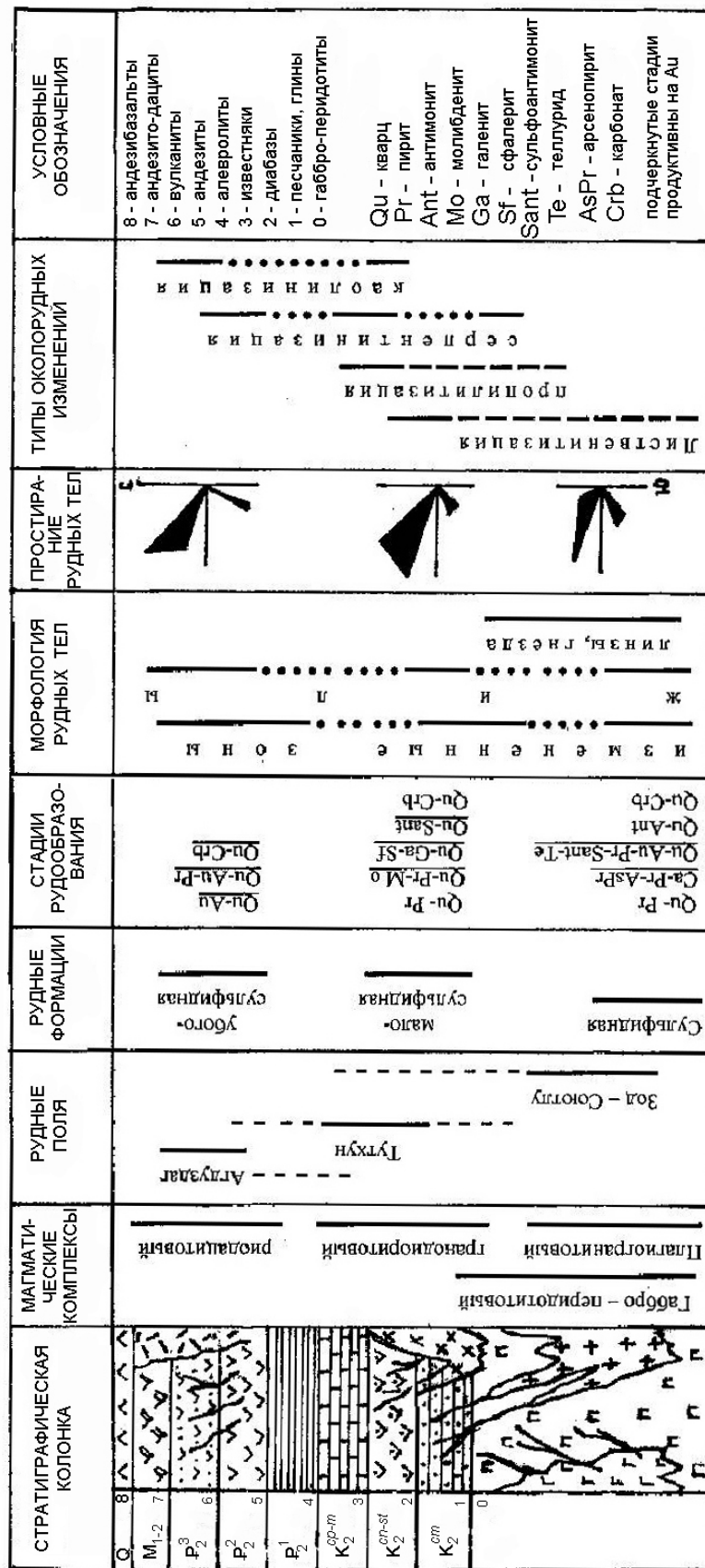


Рис. 3. Рудные поля Зод-Союглугского, Тугтунского и Агудзатского золоторудных месторождений и проявлений

Рудоконтролирующей системой, способствовавшей формированию золоторудных полей, служили глубинные северо-западные разломы, стадийно оживленные в процессе альпийской тектоно-магматической активизации. К ним приурочены гидротермально-измененные зоны и образования типа листовенитов с соответствующей золотосодержащей минеральной ассоциацией и более поздним золото-теллурическим оруденением. Благоприятными для локализации руд послужили участки дробления и метасоматического преобразования пород: апикали габброидных интрузивов, узлы пересечений разломов, а также метасоматиты типа листовенитов и вторичных кварцитов (Сулейманов, 1982).

Минеральные ассоциации данных месторождений и рудопроявлений свидетельствуют о близповерхностном происхождении. Минеральный состав золоторудных месторождений и проявлений зоны разнообразен. Однако распространение большинства минералов в составах минеральных ассоциаций обнаруживает сквозной характер. Для данных рудных полей характерны следующие золото-рудные формации: Зод-Соютлинского – сульфидная, золото-серебро-пирит-халькопиритовая и золото-ртутная (киноварь, антимонит); Тутхунского – малосульфидная, золото-пирит-галенит-сфалеритовая; Агдуздагского – убогосульфидная, золото-теллуридная и золото-кварцевая. Сквозными минералами в них являются галенит, сфалерит, пирит, халькопирит. Из жильных минералов отмечаются кварц, карбонаты, алунит, барит.

Состав минеральных ассоциаций служит определяющим фактором для установления глубинности формирования золоторудных полей. Для Агдуздагского убогосульфидного типа руд характерны малоглубинная золото-теллурическая, золото-серебряная, золото-ртутно-сурьмяная ассоциации; для Тутхунского среднеглубинного типа – наличие в околорудной зоне турмалина, андалузита и мусковита. В целом в пределах всех трех зон устанавливается низкотемпературный характер околорудных изменений – листовенитизация, серицитизация, аргиллитизация, пропилитизация и окварцевание.

Контроль оруденения в пределах зоны осуществляется тектоно-магматической активизацией региона, сопровождаемой внедрени-

ем крупных гранитоидных интрузивов эоцен-олигоцена (Газыханлы, Агзыбир, Гызылитан) и мелких субвулканических тел – риодацитов миоцен-плиоцена (Агзыбир). Подобная стадийность проявления золоторудного оруденения в связи с магматизмом, тектоникой и с учетом соответствия Агдуздагского, Тутхунского и Зод-Соютлинского рудных полей верхним структурным этажам региона позволяет предположить их связь с залегающим на глубине рудосодержащим телом с последующей регенерацией рудных элементов в периоды активизаций. Очевидно, здесь существенна роль предполагаемой нами (Исмаил-Заде, 1992) под мезозойским комплексом на доальпийском кристаллическом фундаменте аллохтонной гипербазитовой пластины.

Возможно, в глубокозалегающем базит-гипербазитовом комплексе (палеозойская аллохтонная пластина) в процессе ранней серпентинизации произошло высвобождение золота из главных минеральных фаз гипербазитов – оливина и ортопироксена, а на последующих стадиях тектоно-магматических активизаций при воздействии флюидов гранитоидных и габброидных магм на стадийно-преобразованные гипербазитовые комплексы происходили переаккумуляция и локализация золота на участках, наиболее подверженных контактовому метаморфизму, околотрещинному локальному метасоматизму, и в брекчированные зоны с кварц-карбонат-сульфидной минерализацией.

Необходимо отметить, что золотоносная рудно-магматическая система на каждой стадии тектоно-магматической активизации контролировалась глубиной заложения промежуточного очага магмогенерации, сыгравшей существенную роль в формировании рудопроявлений зоны. Последнее, укладываемое в параметры малоглубинных формаций, было, очевидно, различным – наименьшее для золоторудных проявлений, связанных с субвулканическими телами (Агдуздаг), и среднеглубинное для рудопроявлений, относимых к деятельности гранитоидных интрузивов (Газыханлы, Гызылитан). Наличие в зоне существенного золоторудного месторождения, вероятно, обусловлено приуроченностью его к крупному поперечному поднятию, усилившему структурный контроль формирования и эрозионный размыв по всей зоне в связи с воздыманием на юго-восток.

Вышеприведенное позволяет предположить, что золоторудное оруденение в Севан-Акеринской зоне является результатом парагенетического взаимодействия тектонических, магматических (флюидо-динамических), аутометаморфических и метасоматических процессов.

Проведенные исследования позволили установить сложный характер магматизма и металлогении Севан-Акеринской зоны, отвечающий по набору литогеодинамических комплексов и рудных элементов различным геодинамическим условиям формирования. При этом если образование хромитов увязывается с мантийной дифференциацией ультрабазитового вещества в процессе его высокотемпературного вязкопластичного перемещения в верхние структуры земной коры, а месторождения ртути являются низкотемпературными телотермальными образованиями поздних стадий магматизма всей складчатой системы Кавказа, то золоторудные месторождения парагенетически связаны с этапностью формирования офиолитов.

Таким образом, в пределах Севан-Акеринской зоны наблюдается совмещение полихронного и полигенного магматизма и металлогении, соответствующих тектоно-магматическим процессам со свойственными им рудно-магматическими системами, имевшими место на протяжении многоэтапной истории формирования складчатых структур Малого Кавказа.

Резюмируя вышеизложенное, можно констатировать, что хромитовое (палеозойское) и ртутное (плиоценовое) оруденения являются пространственно совмещенными с мезозойским (поздняя юра-мел) комплексом этой зоны, а золоторудное оруденение имеет парагенетическую связь с магматизмом этой зоны.

Очевидно, ответом на вопрос о металлогенической специализации самой зоны может служить минеральная ассоциация, наблюдаемая в гидротермально-измененных зонах в бассейне р.Тутхун.

Рудопроявления Тутхунского рудного поля связаны с маломощными кварцевыми жилами и гидротермально-измененными зонами. Структурный контроль магматизма и металлогении осуществляется серией северо-западных разломов, среди которых самым существенным является Газыханлинский, контролирующий интрузивные комплексы

(Газыханлы, Агзыбир, Гызылитан) и все гидротермально-измененные зоны с золотом.

Морфологически минерализованные полосы представлены зонами дробления и интенсивного изменения пород. Протяженность таких зон составляет 200-400 м, реже 1500-2000 м, при мощности 0.5-2.5 м. Минеральный состав сульфидной минерализации в зонах представлен пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, самородным золотом, сульфо-антимонитами свинца (джермонит, буланжерит), бурнонитом, антимонитом, а из нерудных – кварцем, кальцитом, анкеритом. Золото является одним из главных минералов в ассоциациях с сульфидами.

В пределах Малого Кавказа различные эпитеермального типа месторождения и рудопроявления ртути, сурьмы, мышьяка и золота, часто в ассоциации с теллуридами, связывают с послевержнеэоценовыми близповерхностными интрузивами (Кашкай и др., 1967; Керимов, 1963; Сулейманов, Мамедов, 1986).

Исследователями (Кашкай и др., 1967) выделяются четыре стадии гипогенной рудной минерализации на этих этапах:

1. кварц-карбонат-сульфидная (незолотоносная);
2. кварцеворудная с молибденитом (золотоносность непродуктивная);
3. кварц-золоторудная с сульфидами сурьмы и мышьяка (продуктивная на золото);
4. кварц-карбонат-медно-свинцово-цинково-сурьмяная с сульфидами (золотоносная, продуктивная).

Распределение элементов-примесей в зонах гидротермально-измененных пород (Зейналов, 1964) указывает на свойственный им определенный комплекс «сквозных» элементов: Mo, Cu, Co, Au, Pb, Zn и других, определяющих медно-колчеданно-полиметаллический с молибденом и золотом состав минеральных ассоциаций рудопроявлений этой зоны. Каждый из этих элементов в процессе эволюции магматизма, послемагматического изменения и в период формирования зоны испытывает определенную тенденцию к концентрации или рассеиванию. Все это определяет металлогеническую специализацию глубинного магматического очага в мезо-кайнозойский период формирования Севан-Акеринской структурной зоны.

Вышеприведенная рудная минеральная ассоциация данной зоны в соседних Лок-Гарабагской и Гафанской зонах представляет типоморфную минеральную ассоциацию медно-колчеданно-полиметаллических месторождений позднеюрско-раннемелового возраста. Наличие подобной ассоциации в гидротермально-измененных зонах Севан-Акеринской зоны (Тутхунское рудное поле) не исключает возможности обнаружения подобной рудной минерализации под меловым комплексом этой зоны, с последующей ее ремобилизацией в процессах меловых тектоно-магматических активизаций. Данный факт дает возможность утверждать о причастности Севан-Акеринской зоны совместно с Лок-Гарабагской и Гафанской к единой рудно-магматической системе, контролирующей металлогению Лок-Гафанской зоны.

#### ЛИТЕРАТУРА

- АЛЛАХВЕРДИЕВ, Ш.И. 1983. Металлогения офиолитовых поясов Малого Кавказа и сопредельных областей. В сб.: *Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса*. Наука. Алма-Ата. 63-64.
- БАБА-ЗАДЕ, В.М., МАЛЮТИН, Р.С. 1967. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрохимическими особенностями вмещающих ультраосновных пород офиолитовой формации Азербайджана. *Уч. зап. АГУ, сер. геол.-геогр. наук*, 6, 53-63.
- БАБА-ЗАДЕ, В.М. 1974. Проблема офиолитов Севано-Карабахской зоны (Малый Кавказ). *Уч. Зап. АГУ, сер. геол.-геогр. наук*, 3, 3-13.
- ГАСАНОВ, Т.Аб. 1985. Офиолиты Малого Кавказа. Недра. Москва. 240.
- ЗЕЙНАЛОВ, Н.А. 1964. Геологические особенности и структурные условия локализации золотого оруденения Тутхунского рудного поля (Малый Кавказ). Автореф. канд. дисс. Москва.
- ЗОНЕНШАЙН, Л.П., ДЕКУР, Ж., КАЗЬМИН, В.Г. и др. 1987. Эволюция Тетиса. История океана Тетис. АН СССР. Москва. 104-115.
- ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д. 1992. Модель формирования золоторудных месторождений офиолитовой ассоциации Малого Кавказа. В сб. Геол. службы Ирана.
- ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д. 2004. Геодинамическая позиция офиолитовой аллохтонной пластины Гейча-Акеринской зоны Малого Кавказа. В сб. трудов, посвящ. 100-летию со дня рожд. П.Д. Гамкрелидзе. Геол. ин-т Грузии. Тбилиси. 64-68.
- ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д. 2006. Тектоническая позиция офиолитовых поясов в геодинамической эволюции Малого Кавказа. *Известия НАНА. Науки о Земле*, 2, 9-19.
- КАШКАЙ, М.А., НАСИБОВ, Т.Н. 1965. Ртутные зоны Севано-Акеринской структуры Малого Кавказа. *Геология рудных месторождений*, 6, 87-90.
- КАШКАЙ, М.А., АЛИЕВ, В.И. и др. 1967. Петрология и металлогения магматических формаций бассейна р. Тутхун (Кельбаджарский район Аз.ССР). Элм. Баку. 208.
- КАШКАЙ, М.А. 1976. О проблеме ультрабазитовой, базитовой и радиоляритовой ассоциаций. В кн.: *Проблемы петрологии*. Наука. Москва. 232-240.
- КЕРИМОВ, А.Д. 1963. К вопросу об условиях образования и размещения баритовых и сульфидно-баритовых месторождений Азербайджана. *Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол.-геогр. наук*, 3.
- КНИППЕР, А.Л. 1971. Серпентинитовый меланж Малого Кавказа (внутреннее строение и возраст). *Геотектоника*, 5.
- КНИППЕР, А.Л., СОКОЛОВ, С.Д. 1974. Предверхнесонские тектонические покровы Малого Кавказа. *Геотектоника*, 6, 74-80.
- ЛОМИЗЕ, М.Г. 1970. О месте офиолитов в тектонической структуре восточной Анатолии и Закавказья. *Изв. ВУЗов, Геология и разведка*, 11, 32-41.
- МАЛЮТИН, Р.С. 1967. Хроμιтоносность ультраосновных массивов офиолитовой формации Азербайджана. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 3, 85-88.
- МУСТАФАЕВ, Г.В. 2002. Основные черты металлогении Азербайджана. Nafta-Press. Баку. 231.
- МУСТАФАЕВ М.А. 2007. Петрология и геодинамические условия формирования мезозойских магматических комплексов Кавказской окраины Тетиса (Азербайджан). *Вестник БГУ, сер. естествен. наук*, 4, 139-151.
- ПАВЛОВ, Н.В. и др. 1968. Хромиты Кемпирсайского плутона. Наука. Москва. 88 с.
- РУСТАМОВ, М.И. 2001. Палеотектоника и геодинамика Палеотетиса Каспийско-Кавказского региона. *Тр. ИГ НАНА*, 29, 136-147.
- СОКОЛОВ, С.Д. 1977. Олисторомовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. Наука. Москва. 9.
- СУЛЕЙМАНОВ С.М., БАБА-ЗАДЕ В.М. 1967. Геологические условия формирования и размещения хромитового оруденения в офиолитовой формации Малого Кавказа (в пределах Азербайджанской ССР). Азерб. недр. Баку. 170.
- СУЛЕЙМАНОВ, С.М., БАБА-ЗАДЕ, В.М. 1974. Геология ртутных месторождений Малого Кавказа. Азерб. недр. Баку.
- СУЛЕЙМАНОВ С.М., МАМЕДОВ Э.А. 1986. Эволюция рудных формаций и промышленные типы рудных месторождений юга Малого Кавказа и Большого Кавказа. В кн.: *Магм. и рудн. формации Азербайджана*. Баку.
- СУЛЕЙМАНОВ, Э.С. 1982. Золоторудные формации Малого Кавказа. Элм. Баку. 281.
- ШИХАЛИБЕЙЛИ, Э.Ш. 1966. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (тектоника и магматизм). Т. II. Изд. АН Азерб. ССР. Баку. 262.
- ШИХАЛИБЕЙЛИ, Э.Ш. 1967. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана) Т. III. Изд. АН Азерб. ССР. Баку. 238.