

**ИНЖЕНЕРНАЯ АКАДЕМИЯ АРМЕНИИ  
ЦЕНТР ОХРАНЫ НЕДР**

**АЛОЯН П.Г.**

**ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ  
ВАРДАДЗОРСКОГО ВУЛКАННО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО  
СООРУЖЕНИЯ**

Серия: Рациональное использование рудного сырья  
и эффективное освоение недр Армении

Выпуск 12

ЕРЕВАН  
ГЕОИД  
2012

**ИНЖЕНЕРНАЯ АКАДЕМИЯ АРМЕНИИ  
ЦЕНТР ОХРАНЫ НЕДР**

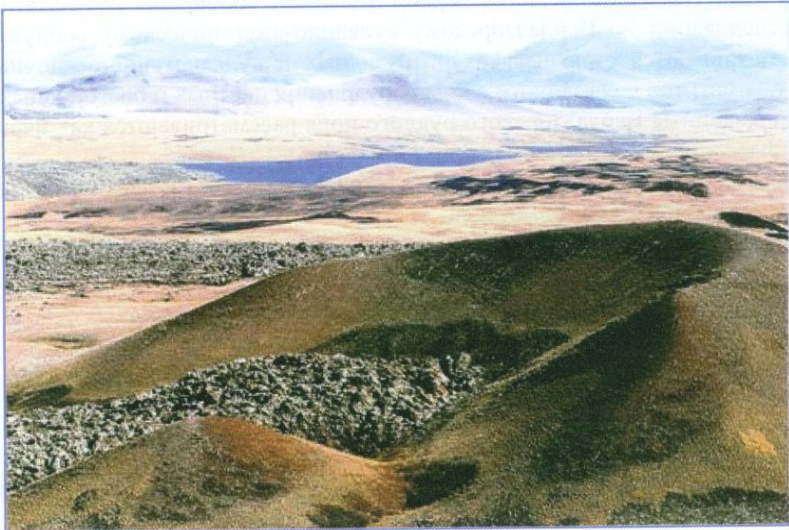


**АЛОЯН П.Г.**

**ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ВАРДАДЗОРСКОГО  
ВУЛКАННО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО СООРУЖЕНИЯ**

**Серия: Рациональное использование рудного сырья и  
эффективное освоение недр Армении**

**Выпуск 12**



**ЕРЕВАН  
ГЕОИД  
2012**



12559

**УДК 55 (479.25)**  
**ББК 26.3 (2Ар)**  
**А 514**

Печатается по решению Президиума Инженерной академии Армении и редакционного совета Центра охраны недр

Рецензенты: кандидат геолого-минералогических наук  
В.В. Товмсян;  
кандидат геолого-минералогических наук,  
доцент О.П. Гуюмджян.

**А 514 Алоян П.Г.**

Геология металлоносность Вардадзорского вулканно-плутонического сооружения /П.Г. Алоян.; ИАА; ЦОН.–Ер.: ГЕОИД, 2012.– 163с.- (Серия “Рациональное использование рудного сырья и эффективное освоение недр Армении”). Вып. 12.

Настоящее издание является первой попыткой обобщения результатов геологических исследований по Вардадзорскому вулканно-плутоническому сооружению (Арцах). Рассматриваются стратиграфия интрузивных и вулканогенно-осадочных образований, метасоматитов и связанного с ними оруденения цветных и благородных металлов. Вторичные кварциты Вардадзорского рудного поля рассматриваются как перспективное рудное сырье с крупными запасами золота и меди.

Книга рассчитана для широкого круга специалистов, студентов, научных работников, инвесторов и предпринимателей.

**ISBN 978-9939-9057-0-9**

**УДК 55(479.25)**  
**ББК 26.3(2Ар)**

© Алоян П.Г., 2012

**ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՃԱՐՏԱՐԱԳԻՏԱԿԱՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱ  
ԸՆԴԵՐՔԻ ՊԱՀՊԱՆՈՒԹՅԱՆ ԿԵՆՏՐՈՆ**

**ԱԼՈՅԱՆ Պ.Գ.**

**ՎԱՐԴԱԶՈՐԻ ՎՈՒԼԿԱՆՈ-ՊԼՈՒՏՈՆԻԿ ԿԱՌՈՒՅՑԻ  
ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒՅԹՈՒՆԸ ԵՎ ՄԵՏԱՂԱԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆԸ**

Մատենաշար՝ Հայաստանի հանքային հումքի արդյունավետ  
օգտագործում և ընդերքի լիարժեք յուրացում

Թողարկում 12

Երևան, ԳԵՈԻԴ, 2012

**ENGINEERING ACADEMY OF ARMENIA  
CENTRE OF ENTRAIL PROTECTION**

**ALOYAN P.G.**

**GEOLOGY AND METAL - BEARING OF VARDADZOR  
VOLCANO-PLUTONIC CONSTRUCTION**

Ser.: The rational use and efficient development of mineral  
resources of Armenia

Issue 12

Yerevan, GEOID, 2012

Մատենաշարի պատասխանատու խմբագիր  
ԽՍՀՄ և ՀՀ Պետական մրցանակների դափնեկիր, երկրաբանական գիտությունների  
դոկտոր, Հայաստանի

ճարտարագիտական ակադեմիայի ակադեմիկոս  
Պ.Գ. Ալոյան:

Հատորի խմբագրական կոլեգիա՝  
երկրաբ.գ.դ. Պ.Գ. Ալոյան (գլխավոր խմբագիր),  
երկրաբ.-հանք. գ.դ. Հ.Հ. Սարկիսյան,  
տեխ.գ.դ. Վ.Ռ. Իսրայելյան, երկրաբ.-հանք. գ.թ. Հ.Պ. Գույումջյան, երկրաբ.-հանք. գ.թ.  
Վ.Վ. Թովմասյան,  
երկրաբ.գ.թ. Հայկ Պ. Ալոյան (պատասխանատու քարտուղար)

Ответственный редактор серии  
лауреат Госпремий СССР и РА, доктор геологических наук,  
академик Инженерной академии Армении  
П.Г. Алоян.

Редакционная коллегия тома:  
доктор геол.н. П.Г. Алоян (главный редактор),  
доктор геол.-мин.н. О.А. Саркисян,  
доктор тех.н. В.Р. Израелян, канд. геол.-мин.н. О.П. Гуюмджян, канд. геол.-мин.н. В.В.  
Товмасын,  
канд. геол.н. Гайк П. Алоян (ответственный секретарь).

Responsible editor of series  
USSR and RA State Prizes Winner, doctor of geological sciences  
academician of the Engineering Academy of Armenia  
P.G. Aloyan.

Editorial board of volume:  
doctor of geol. s. (editor-in-chief) P.G. Aloyan,  
doctor of geol.-mineral. s. H.H. Sarkisyan,  
doctor of tech. s. V.R. Israelyan, Ph. of geol.-mineral. s. H.P. Ghuyumjyan, Ph. of geol.-  
mineral. s. V.V. Tovmasyan,  
Ph. of geol. s. Hayk P. Aloyan (responsible secretary).

## ВВЕДЕНИЕ

В геологической литературе описываются преимущественно молодые (палеогеновые и более молодые) меднопорфировые структуры и подчеркивается их формационно-генетический тип или модель. Чаще всего меднопорфировое месторождение представляется как составная часть сложного вулканно-плутонического сооружения (ВПС), несущее медное, медно-молибденовое, а иногда и полиметаллическое оруденение.

Большой интерес вызывает проблема металлоносных вторичных кварцитов, которые в виде шапки-покрова окаймляют ядро меднопорфировой интрузивной постройки и охватывают также комагматичные (одновозрастные) вулканогенно-осадочные образования, прорванные ядром сооружения. Говоря о рудоносности меднопорфировых систем, следует учесть, что мы фактически имеем дело не только с рудным трехъярусным сооружением с характерными промышленными компонентами, но и с различными формационно-генетическими и технологическими типами руд, немалую роль в которых помимо магматических и вулканогенных играют также эпитермально-инфильтрационные процессы.

В связи с этим высказываются различные, часто противоречивые мнения о генезисе вторичных кварцитов, об их металлоносности и самом механизме образования и структуре ВПС. Эту проблему И.Г. Павлова рассматривает, а, скорее, сводит к двум противоположным мнениям. *“До недавнего времени меднопорфировые месторождения Центрального Казахстана генетически связывались с формацией вторичных кварцитов. Мы этого понять и принять в принципе не можем”* (Павлова, 1978). Одновременно И.Г. Павлова высказывает альтернативную точку зрения и считает, что *“доказано, что типичные фации вторичных кварцитов с высокоглиноземистыми минералами образовались до внедрения интрузии гранодиорит-порфиритов в связи с поствулканической гидротермальной деятельностью задолго до формирования рудной минерализации”*, т.е. допускается как разрыв во времени от рудного процесса, так и **вулканический (поствулканический)** генезис вторичных кварцитов, что вызывает много спорных вопросов относительно пространственно-временного расположения вторичных кварцитов, вулканитов и интрузивного комплекса, а также латерального ряда рудоносности – от штокверкового мономинерального до прожилкового полиметаллического. Ряд исследователей считают вторичные кварциты рудоносными вне зависимости от их генезиса, а отдельные исследователи указывают, что промышленное золотомедное оруденение формируется позднее в связи с внедрением интрузии гранодиоритов, с учетом трансмагматического газопарового верхнемантийного источника оруденения. По мнению В.А. Невского и А.А. Фролова (1985), **постмагматический** процесс начался формированием вторичных кварцитов (ранняя стадия первого этапа рудоотложения).

Приведя эти в принципе альтернативные мнения, мы не преследуем цели детального рассмотрения истории и механизма образования вторичных кварцитов, а пытаемся подчеркнуть, что проблема очень сложная и многоплановая и решение ее лежит, возможно, где-то “посередине”. Материалы месторождений Центрального Казахстана, Армении, Центральной Америки, Филиппин, Медного пояса Аризоны, Чили и других регионов не дают однозначного ответа на поставленные вопросы. В монографии рассматриваются некоторые из этих вопросов на конкретных примерах.

Вардадзорское вулканно-плутоническое сооружение выделяется впервые. Оно расположено на юго-восточном замыкании Вираайоц-Карабахской складчатой зоны Малого

Кавказа раннеальпийской консолидации (палеоостровной дуги) и имеет северо-западное простирание, охватывая междуречье р.р. Сукулджур и Хачингет. Вардаздорское ВПС сложено разновозрастными вулканогенно-осадочными породами и гранитоидами Цахкашен-Кавартского интрузивного комплекса среднеюрского возраста, которые перекрываются несогласно ниже-верхнемеловыми, стерильными с точки зрения рудоносности отложениями.

Вардаздорское ВПС представляет не только теоретический, но и практический интерес, т.к. крупные выходы вторичных кварцитов в пределах Цахкашенского, Воскесарского, Чанкатахского и Воскеатского рудопроявлений рассматриваются нами как фрагменты единой формации вторичных кварцитов, несущих золотомедное штокверковое оруденение до глубины от нескольких десятков до первых сотен метров, являющихся экзо-эндо-контактной надинтрузивной шапкой (покровом, чехлом), возникшей в условиях благоприятного сочетания геологических, геоморфологических и климатических условий.

Отнесение этих рудопроявлений к единой формации покровных вторичных кварцитов дает нам основание коренным образом пересмотреть перспективы рудного поля, во-первых, с резким увеличением рудного потенциала, во-вторых, с учетом возможной этажности (многоярусности) оруденения и перспективности обнаружения меднопорфирового оруденения на более глубоких горизонтах.

## Глава 1. ОСНОВНЫЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ И МОДЕЛЬ АЛЬПИЙСКОЙ ГЕОДИНАМИКИ МАЛОГО КАВКАЗА\*

В современной структуре Малокавказской геотектонической области Альпийского складчатого пояса, между зоной Южного склона Большого Кавказа и Аравийской платформой выделяются три крупные геотектонические единицы, ограниченные системами глубинных разломов: Закавказская зона, Армянская мегазона и Битлис-Ванское краевое поднятие. Малокавказский отрезок Транскавказского поперечного поднятия сечет эти структуры и прослеживается в обрамляющих Альпийский складчатый пояс платформах. Одним из основных тектонических элементов области является Эрзинджан-Севанский пояс глубинных разломов, выраженный серией разновозрастных кулисообразно расположенных активных разломов сбросо-сдвигового и взбросо-надвигового характера и трассирующийся выходами ультраосновных (офиолитовых) пород, образуя выгнутую к северу дугу. Активные тектонические подвижки вдоль Эрзинджан-Севанского пояса фиксируются в его центральной части (в зоне Транскавказского поперечного поднятия) с верхнего палеозоя-триаса, а на крыльях - с верхней юры-нижнего мела (Алоян, 1990<sub>2</sub>, 1991<sub>1</sub>). В современную эпоху активные подвижки с левосторонним сдвигом наблюдаются по западной ветви пояса - Эрзинджан-Чилдырскому разлому, а правосторонние сдвиговые смещения - по восточной ветви - Севано-Амасийскому разлому (Delaloye, Cogulu, 1972). От Эрзинджанского тектонического узла на восток отходит зона Эрзинджан-Хой-Тебризского разлома, также трассирующаяся выходами офиолитов и современными активными правосдвиговыми смещениями (Pavoni, 1961; Ketin, 1969; Bergouguan, 1975; Brinkmann, 1976; Allen, 1982; Караханян, 1995).

Эрзинджан-Севанский пояс и Эрзинджан-Хой-Тебризский разлом ограничивают с севера и юга Армянскую мегазону (Армянский массив по М.Л.Баженову, В.С.Буртману и И.В.Цыгановой, 1991), придавая ей линзовидную форму. Мегазона охватывает все известные на территории Малого Кавказа выходы офиолитов: Севанский, Вединский и Зангезурский пояса, Эрзинджанский узел, а также офиолиты бассейна р. Чорох, Амасийского района, Ширакского и Базумского хребтов, Иранского Карадага, офиолиты Хоя. Выходы доюрского основания байкальской консолидации являются обломками или переработанными реликтами раздробленного переднего активного края (окраины) Аравийской платформы (фундамента Гондваны) (Агамалян, 1998; Хаин, Рудаков, 1991). Наиболее крупным из них на территории Армении является Мисханский (Цахкуняцкий) выступ, датируемый по рубидий-стронциевым изохроном 620 Ма (Агамалян и др., 1982). Небольшие выходы досреднедевонских метаморфических образований обнажаются в Зангезуре, которые коррелируются с верхнедокембрийскими-кембрийскими отложениями Северного Ирана (Белов, 1968). Серией тектонических нарушений мегазона делится на блоки-чешуи, образующие резко асимметричную внутреннюю структуру. Наиболее крупными разломами являются: Центрально-Араксинский (дугообразный, параллельный Эрзинджан-Севанскому), северо-западные - Вединский, Памбак-Зангезурский, Акеринский и северо-восточные (сквозные для Малого Кавказа) - Акстев-Разданский и Нижнеараксинский (Аракс-Куринский). Эти разломы разграничивают разновозрастные структурно-формацион

\* Модель альпийской геодинамики М.Кавказа разработана в 1995 г. (Изб. НАН РА, Науки о Земле, N1, с.49-55) и полностью опубликована в 2001г. (Геология горно-рудных районов Армении, Геонд). Здесь модель приводится повторно с целью общего представления место Вардаздорского сооружения в структуре М. Кавказа.

ные зоны – блоки.

Между Армянской мегазоной и Аравийской платформой располагается Битлис-Ванское краевое поднятие, простирающееся в широтном направлении между озерами Ван и Урмия. Имеющиеся геологические и радиологические данные свидетельствуют о том, что гнейсовая и сланцевая серии фундамента имеют позднепротерозойский возраст и являются аналогом кристаллических пород, подстилающих кембрийские отложения Ирана (Stocklin, 1964; Yilmaz, 1971; Brinkmann, 1976). В отличие от Аравийской платформы, в пределах Битлис-Ванского поднятия установлены проявления каледонской перекристаллизации и раннегерцинского гранитного магматизма ( $325 \pm 3-351$  Ма). Повышенная щелочность гранитов по сравнению с подобными массивами Закавказья дает закономерный латеральный ряд, и поэтому допускается, что они являются отражением тектонических процессов, происходящих в Закавказской зоне (Белов, 1981), расположенной в палеозое к северу от Аравийской платформы (рис.1.1).

К северу от Эрзинджан-Севанского пояса, между зоной Южного склона Большого Кавказа и Армянской мегазоной, располагается Закавказская зона, известная в литературе как “Закавказский массив” или “Закавказская плита”. Северная граница зоны проходит по Абхазо-Осетинскому глубинному разлому (Гамкрелидзе, 1966). В плане истории геотектонического развития Малого Кавказа положение Закавказской зоны и возраст консолидации ее доюрского основания имеют принципиальное значение. Одна группа исследователей возраст консолидации доюрского основания Малого Кавказа принимает как байкальский, т.е. допускает, что байкальское основание Ирано-Аравийской платформы (Гондванского континента) простирается до Большого Кавказа (Пейве, 1969; Муратов, 1969; Габриелян, 1970; Хаин, 1982, 1984; Белов, 1981; Аракелянц, Баженов, Белов, 1989; Хаин, Рудаков, 1991); вторая группа исследователей, признавая байкальский возраст консолидации фундамента к югу от Эрзинджан-Севанского пояса, возраст консолидации доюрского фундамента Закавказской зоны датирует как докембрий-верхний палеозой, т.е. Закавказскую зону присоединяет к Восточно-Европейской платформе (Гамкрелидзе, 1966; Адамия, 1968; Гамкрелидзе, 1974; Хуцишвили, 1977; Багдасарян и др., 1978; Асланян и др., 1982; Агамалян, 1983). В настоящее время Закавказская зона рассматривается некоторыми исследователями как составная часть Понтийско-Закавказской палеоостроводужной структуры в системе Евразийской активной континентальной окраины (Адамия, Закариадзе, Лордкипанидзе, 1977; Ломизе, 1987; Мелконян, 1989 и др.). В более ранней работе М.Г.Ломизе высказал предположение, что Закавказский вулканический пояс, с учетом его структурного положения, “сходен не с островными дугами, а с окраинно-материковыми вулканическими поясами андского типа” (Ломизе, 1983).

Сравнительный анализ и стратифицированное сопоставление разрезов доюрских отложений Закавказской зоны в пределах Дзирульского, Храмского, Локского, Ахумского, Асрикского, Ахинджанского и Чорохского выступов дает основание выделить три комплекса пород: докембрийский комплекс гнейсосланцев (свита кристаллических сланцев), ниже-средне-палеозойский комплекс метасланцев (свита метаморфических сланцев или филлитов) мощностью от 150 до 1000-1200 м и, наконец, верхне-палеозойский комплекс гранофилов (кварц-порфир – гранит-порфиры) мощностью до 1200-1500 м. Трех комплексам пород соответствуют три магматических цикла: габбро-диабаз-амфиболиты и габбро-диориты, кварцевые диориты и гранодиориты (лейкократовые гранитоиды), кварц-порфир – гранит-порфиры (розовые и микроклиновые граниты) (рис.1.2). На ранних стадиях магматизма проявляются дайки серпен-

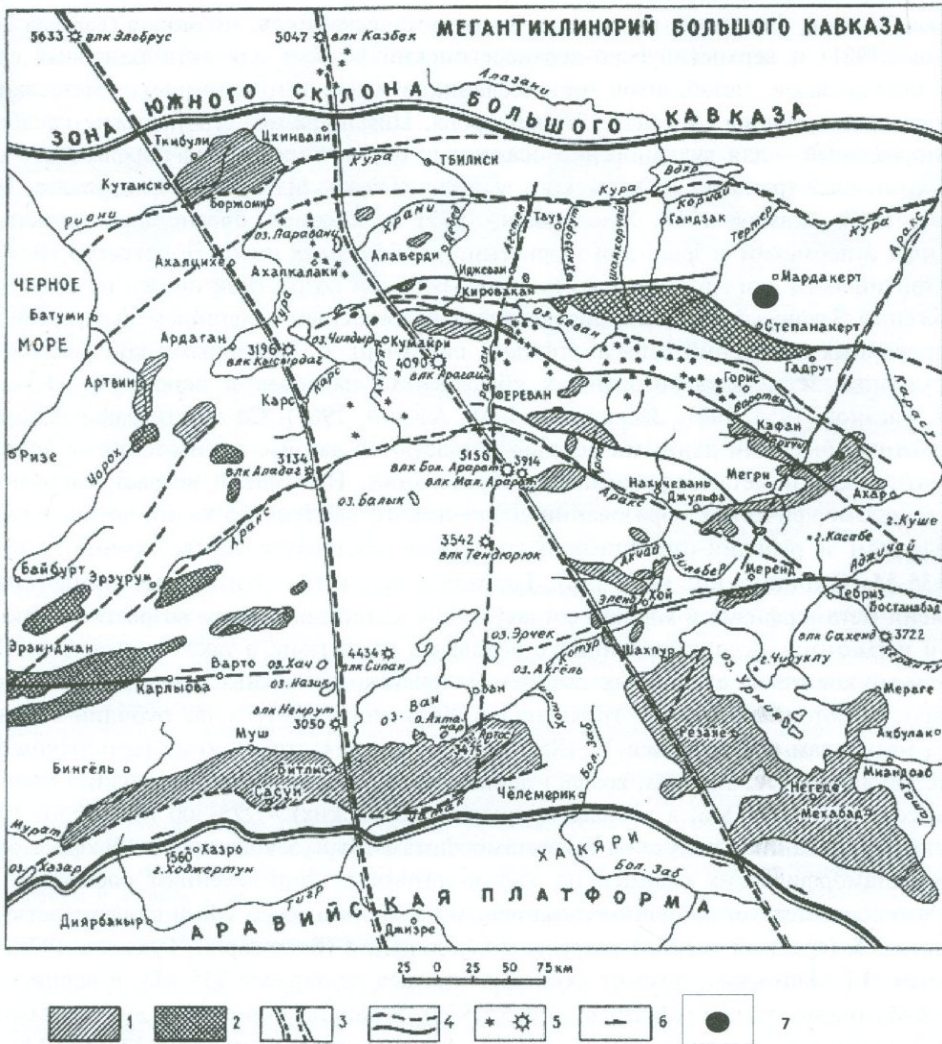


Рис.1.1. Структурная схема Малого Кавказа (Геологическая основа по Международной тектонической карте Европы М 1:2 500 000 под редакцией Н.С.Шатского, Г.Штилле, А.А.Богданова и Ф.Блонделя).

1- доюрское основание, 2 - офиолиты, 3 - границы Транскавказского поперечного поднятия, 4 - глубинные и региональные разломы, 5 - вулканические центры, 6 - направление движения блоков, 7 - Вардаздорское рудное поле.

тинитов, а на финальной стадии - дайки габбро-диабаз-порфиритов, кварц-порфиров и гранит-аплитов. Установлены две фации метаморфизма: амфиболитовая для гнейсо-сланцев и зеленосланцевая для метасланцев. Трехчленность доюрского разреза выдерживается не на всех выступах.

Сравнительно полный разрез наблюдается на Дзирульском, Храмском и Локском выступах; на выступах Мургузского хребта (Ахум, Асрик, Ахинджан) представлен в основном комплекс метасланцев (Алоян, 1987<sub>4</sub>, 1988<sub>1-2,4</sub>, 1989<sub>2</sub>, 1991<sub>1</sub>). Возраст исходных материнских отложений определен на основании палеонтологических находок и

стратиграфических аналогий. Фаунистически установлен нижнекембрийский возраст для карбонатов, филлитов, метаалевролитов, метапесчаников, мраморов (Баранов, 1931; Кузнецов, 1931) и верхнесилурско-верхнедевонский возраст для актинолитовых сланцев, метадиабазов, метабазитов, метапесчаников и филлитов комплекса метасланцев Дзирульского выступа (Абесадзе, Паландерова, Цимануридзе, 1980); ниже-среднекаменноугольный – для вулканогенно-осадочных образований кварц-порфирового состава комплекса гранофиров Храмского выступа (Гамкрелидзе, 1958; Схиртладзе, 1960; Белов, 1967; Адамия, 1968; Хуцишвили, 1977) и, наконец, средне-верхнекаменноугольный и пермский возраст для терригенно-карбонатных пород Чорохского (Восточно-Понтийского или Артвинского) выступа. Верхний возрастной предел палеозойских отложений Закавказской зоны определяется несогласным залеганием фаунистически датированных отложений лейаса (геттанг, синемюр) с базальными конгломератами интрузивных и метаморфизованных образований палеозоя в основании (Кахадзе, 1947; Гасанов, 1954, 1967; Зесашвили, 1955; Азарян, 1963). Со стратиграфическими и палеонтологическими данными хорошо согласуются данные по изотопному возрасту магматических и метаморфизованных образований. Изотопный возраст магматических и метаморфических образований Дзирульского выступа по калий-аргоновым определениям и рубидий-стронциевым изохронам составляет соответственно  $310 \pm 5$  и  $430 \pm 55$  Ма (Рубинштейн, 1960, 1967; Горохов и др., 1978). Эти данные соответствуют времени метаморфизма и хорошо согласуются с калий-аргоновым возрастом мусковитов и пегматитов, ассоциированных с розовыми гранитами, а также с возрастом биотита и мусковита из слюдистых сланцев Дзирульского массива и отвечают позднему карбону. Изотопный возраст гранитоидов Храмского выступа по рубидий-стронциевым изохронам определяется  $355 \pm 85$  Ма, что свидетельствует об их герцинском возрасте. По данным А.А.Белова, возраст лейкократовых (доверхнепалеозойских) гранитоидов составляет 370 Ма, а розовых (верхнепалеозойских) – 275-300 Ма (Белов, 1981). Аналогичные данные получены по метаморфитам Мургузского хребта. Возраст ахумских метаморфических сланцев по калий-аргоновым определениям составляет 300 Ма, что соответствует рубидий-стронциевым изохронам  $293 \pm 7$  Ма и свидетельствует о герцинском (средний карбон) возрасте консолидации (Багдасарян, Гукасян, 1978). По данным Э.Г.Малхасяна, возраст ахумских сланцев составляет 235 Ма, а асрикских –  $224 \pm 2$  Ма (пермь-триас) (Малхасян, 1965, 1975). В районе Чорохского выступа изотопный возраст гранитов по калий-аргоновым определениям составляет 300-340 Ма, что соответствует позднему палеозою (Белов, 1981).

Вышеприведенные стратиграфические, палеонтологические и радиологические данные по возрасту вулканогенно-осадочных, магматических и метаморфических образований доюрского основания Закавказской зоны, а также геологические материалы об интенсивных тектонических процессах, имевших место в конце палеозоя (Кожухаров, Боянов, 1971; Леонов, 1974) дают нам основание подтвердить существующую точку зрения о герцинском возрасте консолидации фундамента Закавказской зоны. Герцинский тектогенез, выразившийся метаморфизмом, магматизмом и складкообразованием, привел к наращиванию континентальной коры Закавказской зоны. Имеющиеся данные изотопного возраста отдельных непереработанных реликтовых глыб среднепротерозойского возраста древнего фундамента в гранитоидах Локского выступа свидетельствуют о накоплении материнских пород палеозоя на континентальной коре (Алоян, 1988; Соботович, Вардзелашвили, 1978; Хуцишвили, 1978). На этом сложнопостроенном (гетерогенном) сиалическом фундаменте в мезо-кайнозой формировалась дробная структурно-фациальная зональность с характерными вулкано-

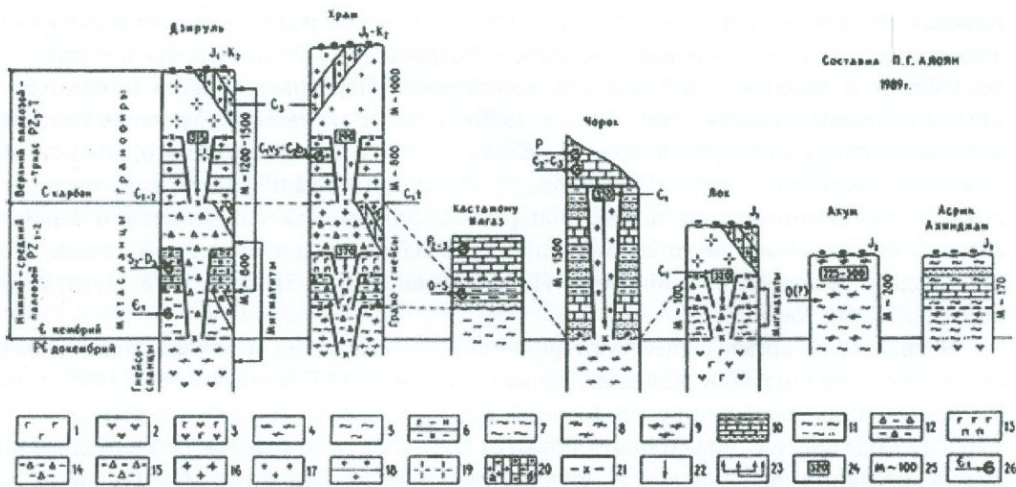


Рис. 1.2. Сопоставление стратифицированных схематических разрезов доюрского основания северного крыла Эрзинджан-Севанского пояса (без учета мощностей).

1-габбро-диабазы, 2-амфиболиты, 3- габбро-диабаз-амфиболиты, амфиболитовые гнейсы, амфиболиты, 4-кристаллические сланцы: двухслоядные и биотитовые гнейсо-сланцы, 5-метаморфические сланцы (филлиты Дзируля); серицит-хлоритовые сланцы, кварциты, мраморы, порфириты и метапесчаники, 6-кинолитовые сланцы, метадиабазы, метапорфириты и метатUFFы, 7-графит-хлорит-серицитовые и эпидот-андалузитовые сланцы (Лок), кварциты, мраморы, метапесчаники, 8-мигматиты и гнейсы (Храм, Лок), 9-кварц-мусковитовые (углистые) кристаллосланцы и плагиогнейсы (Ахум), 10-терригенно-карбонатные отложения, 11-кремнистые и слюдяно-кремнистые сланцы, 12-кварцево-диоритовые гнейсы и гнейсовидные кварцевые диориты, 13-габбро, габбро-диориты, серпентиниты (Храм), 14-гнейсовидные кварцевые диориты, плагиограниты и их гнейсы, 15-кварцевые диориты, гранодиориты и бананиты (габбро-диабаз-порфириты) (Лок), 16-биотитовые аляскитовые граниты (Храм), 17-кварц-порфир-гранит-порфиры (мелкозернистые граниты) (Храм), 18-вулканогенно-осадочные образования кварц-порфир-гранит-порфирового состава: лавы, лавобрекчии, метатUFFы, металевоулиты, метапесчаники, метаконгломераты, 19-микроклиновые (розовые) граниты, 20-а) дайки кварц-порфир — гранит-порфиров, б) альбитофиры и аплиты (Лок), 21-интрузивные контакты, 22-направление стрелки показывает нижний возрастной предел интрузии, 23-пространственная связь, 24-абсолютный возраст, млн. лет, 25-условные мощности, м, 26-фаунистически датированные отложения.

плутоническими и рудными формациями. Геотектонический режим развития Дзирульского поднятия (“Грузинской глыбы”) в мезо-кайнозое во многом напоминает срединный массив (Гамкрелидзе, 1966; Киласония, 1972; Башелеишвили, 1989) и по аналогии с Битлис-Ванским поднятием может рассматриваться как самостоятельная структурная единица в виде краевого поднятия (Алоян, 1991, 1995).

Транскавказское поперечное поднятие в современной орографии Малого Кавказа (Малокавказская ветвь) представляет собой мощную (от 100-120 до 180-200 км) полосу вулканических построений — вулканическую гряду известково-щелочного вулканизма, разграниченную на западе Битлис-Карсским, а на востоке — Арарат-Арагацским глубинными разломами (Алоян, 1990). Эта геотектоническая структура характеризуется значительной мощностью земной коры (с мощным гранитным слоем), приподнятым положением фундамента, повышенным тепловым потоком и высокой сейсмической активностью. С развитием этой зоны связывается разуплотнение вещества верхней мантии и наблюдаемый поток гелия, а также размещение молодых магматических очагов в низах коры — верхах мантии (Алоян, 1990, 1991; Паффенгольц, 1948; Белоусов, Кириллова и др., 1960; Джрбашян, 1964; Борисов, Рейснер, Шолпо, 1975; Шолпо, 1978; Belousov, Ruditch, Shapiro, 1979; Дотдуйев, 1986; Короновский, Белов, 1987; Годзиковская, Рейснер, 1989). В плане истории геотектонического развития

Кавказа это поднятие фиксируется по крайней мере со средне-верхнего палеозоя. Об этом свидетельствуют наблюдаемое резкое сокращение мощностей средне-верхнепалеозойских и нижнемезозойских отложений зоны Передового хребта и междуречья Малки и Чегема (Адамия, 1968; Панов, 1976), а также активное проявление интрузивного магматизма во второй половине палеозоя в пределах Дзирульского, Храмского и Локского выступов (Алоян, 1987<sub>4</sub>, 1988<sub>1-2,4</sub>). Несмотря на дальнейшую коренную перестройку геотектонического плана, поперечная зональность сохраняется и наиболее активно проявляется с позднего миоцена, т.е. с начала позднеорогенной стадии, в виде молодого вулканизма (Кириллова, Петрушевский, 1972; Шолпо, 1978; Лутц, Книппер и др., 1980; Хаин, 1982).

В настоящее время существуют различные фиксистские и мобилистские модели альпийской геодинамики Кавказа. Однако трактовка М.Г.Ломизе (1983, 1987) тектонического развития альпийской геосинклинали Кавказа выгодно отличается от остальных моделей, т.к. предпринята попытка создания геодинамической модели на основе корреляции фиксистских и мобилистских проявлений региональных (фазы раскрытия и закрытия Мезотетиса, относительные горизонтальные перемещения обрамляющих его литосферных плит) и глобальных (неравномерность вертикальных эвстатических колебаний уровня океана и горизонтальных движений литосферы, режим геомагнитного поля, эпохи складчатости и рифтогенеза) факторов тектогенеза мезокайнозойской геосинклинальной области Кавказа. Разработанная нами рабочая модель альпийской геодинамики Малого Кавказа учитывает эти подходы (Алоян, 1991<sub>1</sub>, 1995<sub>1</sub>, 1998<sub>6</sub>).

К началу альпийского тектонического цикла между зоной Южного склона Большого Кавказа и Эрзнджан-Севанским поясом располагалась область верхнепалеозойской, а к югу от него—область байкальской консолидаций. Граница между Евразией и Аравией проходила по Эрзнджан-Севанскому поясу, который рассматривается нами как зона окраинно-континентального рифтогенеза, заложившая Малокавказскую ветвь океанического бассейна Мезотетис. Процессы верхнепалеозойского тектогенеза, как уже было отмечено, проявились на Битлис-Ванском поднятии в виде раннегерцинского магматизма, а к северу от Закавказского массива они отсутствуют. В прогибе зоны Южного склона Большого Кавказа в течение всего палеозоя (с девона) и триаса сохранялся геосинклинальный режим с преобладанием морских терригенных формаций значительной мощности. Палеозойский метаморфизм и магматизм полностью отсутствуют (Belov, Abesadze, Adamia, 1989).

На этом фоне мегантиклинорий Большого Кавказа представляет собой устойчивое поднятие с начала позднего палеозоя. Образование нижней и частично средней юры имели локальное развитие и на общий геотектонический режим не влияли. В конце триаса (средний-верхний триас) в условиях растяжения, охватившего всю территорию Альпийского складчатого пояса, начинается преимущественно одностороннее распарывание шовной полосы и расхождение краев разновозрастных гранито-метаморфических плит Евразии и Аравии при одновременном разламывании и горизонтальном перемещении на юг фронтального края Аравийской плиты и формирование Малокавказского рифта. Рифтогенезу подверглась континентальная кора доюрского основания (Лутц, Книппер, Добржинецкая, Пополитов, 1980). В течение мезокайнозоя происходит интенсивный дифференцированный зональный процесс прогибания и формирование мощных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенно-карбонатных толщ с волнообразной миграцией бассейна прогибания от оси Малокавказского рифта при средней амплитуде от 6-7 до 10 тыс.м. Юрский Малокавказский прогиб представлял собой единую систему эшелонированных, кулисообразно распо-

ложенных бассейнов, заложенных на гетерогенной основе с охватом фронтального края Закавказской зоны верхнепалеозойской консолидации (Сомхето-Карабахская или Вирайюц-Карабахская зона) и Капанского лиминарного геотектонического блока Армяно-Иранской палеозойской субплатформы на байкальском основании (фундаменте Гондваны). В мел-палеогене бассейн прогибания мигрирует на север (Аджаро-Триалетская и Талышская зоны) и гасится на Дзирульском поднятии. Последнее проявило себя как краевое поднятие с образованием субплатформенных карбонатных пород мощностью до 1,5 км (Башелеишвили, 1989). Все сравнительно крупные выходы (обломки-останцы) доюрского фундамента (Храм, Лок) также проявили себя как срединные массивы. За Дзирульским барьером зона Южного склона Большого Кавказа после кратковременного поднятия в конце триаса-начале юры (возможно, запоздалое проявление верхнепалеозойского тектогенеза Закавказской зоны) с синемюра вновь вовлекается в прогибание с образованием мощных геосинклинальных формаций и инверсией геотектонического режима в конце байоса-бата. Флишевая формация имеет возраст верхняя юра-палеоген (Сомин, Белов, 1987). Мощность мезо-кайнозойских отложений составляет 10-14 км, а мощность средне-верхнепалеозойских и триасовых отложений не превышает 3,5-4 км (Адамия, 1968). Прогиб Южного склона Большого Кавказа в течение фанерозоя прошел все стадии геосинклинального развития и относится к структурам унаследованного развития (Сомин, Белов, 1987; Sholpo, 1980). Вышеприведенные данные свидетельствуют о том, что к северу от Эрзинджан-Севанского пояса признаков крупных горизонтальных перемещений в альпийском периоде не устанавливается. Фронтальный край Аравийской платформы (Присеванская или Севано-Ширакская зона) с формированием рифта вовлекается в прогибание с некоторым отставанием (за исключением Капанского сектора), по-видимому, вызванным трудной податливостью к дроблению и переработке докембрийского фундамента. После замыкания рифта в раннем сеноне (85-100 Ма), сближения и коллизии его континентального обрамления и формирования Севанского офиолитового шва волна прогибания в палеогене и неогене поэтапно мигрирует на юг (Армянская и Приараксинская зоны) и гасится на Битлис-Ванском поднятии. В поздней юре-раннем мелу, в связи с заложением Акеринской ветви Эрзинджан-Севанского пояса, Капанский блок обособляется как структурная единица более ранней консолидации в составе Армянской мегазоны. Наиболее крупный выход фундамента — Арзаканский массив, испытал геоантиклинальный режим развития в течение всего фанерозоя (автохтон). Характерной чертой Армянской мегазоны является формирование офиолитовых комплексов. Обнаружение ксенолитов метаморфических пород в габброидах убедительно свидетельствует о том, что основные породы офиолитовой ассоциации рифтовой зоны внедрились в гранито-метаморфическую оболочку, т.е. в кору континентального типа. Возраст габброидов этими же исследованиями датируется как среднеюрский (Лутц и др., 1980). Развитие офиолитовых ассоциаций (с конца поздней юры-неокома до альфа-верхнего сенона) к югу от Эрзинджан-Севанского пояса, возможно, вызвано тем, что к северу от этого пояса происходила волнообразная миграция бассейна прогибания, а к югу же происходило поэтапное разламывание фронтального края Аравийской плиты (фундамента Гондваны) при распарывании шовной полосы и возникновении мантийных разломов в процессе рифтогенеза. По этапное разламывание фундамента и возникновение офиолитовых поясов отмечает также А.Л.Книппер (1975). Об этом свидетельствует и общепризнанный факт общего омоложения офиолитов к юго-востоку и далее в Переднюю Азию (Асланян, Сатиан, 1982). Мы допускаем, что в течение юры-мела на фоне планетарных движений, на пересечении Транскавказского поперечного поднятия с Малокавказским рифтом активизи-

руется механизм адвекции (мантийный диапир?), способствовавший формированию офиолитового комплекса в рифто-троговых структурах над глубинными разломами и приведший к интенсивному проявлению вулканоплутонических и геотектонических процессов (Алоян, 1995, 1998). Эти идеи о существовании внутриплитового автономного механизма тектогенеза на фоне глобальных перемещений плит, высказанные нами в конце 80-ых годов, нашли подтверждение в результатах новейших GPS измерений современных горизонтальных смещений и сейсмологических данными (Шевченко, Гусева, Лукк и др., 1999; Короновский, Ломизе, Галкин, Зайцев, 2000). В конце мел-палеоцена в условиях коллизии плит и активизации автономного тектогенеза имело место замыкание рифта с формированием крупных тектонических разломов, чешуйчатых структур и изменение соотношения структурно-формационных зон, т.е. развитие процессов, приведших к значительному искажению первичных (материнских) геотектонических структур. Имеются геологические, биогеографические и палеомагнитные данные, свидетельствующие о том, что мезозойский рифт закрылся в раннем сеноне, а максимальная ширина рифта по юрскому меридиану не превышала 500–600 км (Баженов, Буртман, Цыганова, 1991). Система субпараллельных разломов (чешуйчатых надвигов, взбросов и сбросов) наиболее отчетливо прослеживается к востоку от Транскавказского поднятия и зажата между Акстев-Разданским и Аракс-Куринским разломами северо-восточного простирания. Развитие этих структур к югу от Эрзинджан-Севанского пояса обусловлено тем, что в условиях коллизии плоскостями перемещения служили глубинные (мантийные) палеоразломы, формировавшиеся в условиях растяжения и разламывания фундамента. При этом северный мегаблок (Закавказская зона) проявил себя как монолитный и относительно жесткий массив и потому тектонические движения проявились преимущественно в виде крупных блоковых перемещений по унаследованным субширотным разломам. С олигоцена начинается инверсия рельефа, образование внутриконтинентальной горно-складчатой системы и формирование межгорных и наложенных впадин с накоплением мелководно-морских (озерных) и континентальных моласс большой мощности. На позднеорогенном этапе резко активизируется Транскавказское поднятие, что выражается в интенсивном проявлении молодого вулканизма, контрастности современных движений, а также высокой сейсмической активности региона. Эти процессы как бы “разорвали” целостность структуры Малого Кавказа и под плащом молодого вулканизма скрыли древние структуры и их реликты.

Таким образом, в основе предлагаемой рабочей модели Малого Кавказа лежат представление о гетерогенном строении его доюрского основания и резко асимметричный характер проявления альпийской геодинамики. Эрзинджан-Севанский пояс рассматривается как зона окраинно-континентального рифтогенеза, заложившая одну из ветвей океанического бассейна Мезотетис (средний-верхний триас-сенон). К северу от зоны рифтогенеза в мезо-кайнозой на фронтальном краю (континентальной окраине) Евразии происходит интенсивный дифференцированный зональный процесс с волнообразной миграцией бассейна прогибания, а к югу же происходит поэтапное разламывание докембрийского фронтального края Аравийской плиты при распарывании шовной полосы и возникновении мантийных разломов, что в последующем и определяет геодинамическую позицию офиолитовых поясов Малого Кавказа.

## ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ 1

1. Абесадзе М.В., Пландерова Е.Н., Цимакурдзе Г.М. Новые данные о возрасте метаморфических сланцев Дзирульского массива. Тбилиси, 1980, с.137-143.
2. Агамалян В.А., Асланян А.Т., Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Области асситской и герцинской консолидации в кристаллическом основании структурно-формационных зон территории Армянской ССР. В кн. "Материалы Кавказского Симпозиума Проекта № 5 МПГК". М., 1982, с.15-16.
3. Агамалян В.А. Стратиграфия докембрия Армянской ССР. Изв.АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1983, т.36,4, с.26-39.
4. Агамалян В.А. Кристаллический фундамент Армении. Автореферат док. диссертации, Ереван, 1998, 35с.
5. Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа. Тбилиси, Мецниереба, 1968, 294с.
6. Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. Геотектоника, 1977,4, с.88-103.
7. Азарян Н.Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Ереван, Изд. АН Арм.ССР, 1963, 224с.
8. Алоян П.Г. Дзирульский выступ доюрского основания северного крыла Эрзинджан-Севанского пояса. Тр.Армнипроцветмет, Ереван, 1987, с.118-127.
9. Алоян П.Г. Храмский выступ доюрского основания северного крыла Эрзинджан-Севанского пояса. Тр.Армнипроцветмет, Ереван, 1988, с.50-64.
10. Алоян П.Г. Локский выступ доюрского основания северного крыла Эрзинджан-Севанского пояса. Тр.Армнипроцветмет, Ереван, 1988, с.113-123.
11. Алоян П.Г. Доюрское основание Мургузского хребта. Тр.Армнипроцветмет, Ереван, 1988, с.33-50.
12. Алоян П.Г. Метаморфический комплекс Анатолии. Тр.Армнипроцветмет, Ереван, 1989, с.51-69.
13. Алоян П.Г. Структурное положение Транскавказского поперечного поднятия в системе Малого Кавказа. Тр.Армнипроцветмет, Ереван, 1990, с.34-39.
14. Алоян П.Г. Основные геотектонические элементы Малого Кавказа. Тр. Армнипроцветмет, Ереван, 1991, с.26-33.
15. Алоян П.Г. Модель альпийской геодинамики Малого Кавказа. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1995, 1, с.3-8.
16. Алоян П.Г. Альпийская геодинамика и автономные механизмы тектогенеза складчатых зон Малого Кавказа. Сборник научных трудов ИГИС, Изд. НАН РА, г.Гюмри, 1998, с.327-332.
17. Аракелянц М.М., Баженов М.Л., Белов А.А. О тектоническом положении в карбоне Храмского выступа Закавказского массива. Изв. АН СССР, серия геологическая, 1989,1, с.50-60.
18. Асланян А.Т., Сатиан М.А. Гипотезы автохтонного и аллохтонного положения офиолитов Малого Кавказа (некоторые итоги). Изв. АН Арм.ССР, Науки о земле, 1982, 3, с.3-12.
19. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Возрастное расчленение вулканических и экструзивных образований Армянской ССР. В кн. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы". М., Наука, 1978, с.34-46.
20. Баженов М.Л., Буртман В.С., Цыганова И.В. К реконструкции мезозойского Тетиса на Кавказе. Геотектоника, 1981, 1, с.48-58.
21. Башелешвили Л.В. Тектоника полосы сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы. Геотектоника, 1989, 4, с.77-86.
22. Белов А.А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпипайкальской субплатформы на Малом Кавказе. Изв. АН СССР, серия геологическая, 1968, № 10, с.121-129.
23. Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М., Наука, 1981, 212с.
24. Белоусов В.В., Кириллова И.В., Люстих Е.Н., Растворова В.А., Сорский А.А., Хаин В.Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М., Изд.АН СССР, 1960, 338с.
25. Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н. Выделение сейсмоопасных зон в альпийской складчатой области. М., Наука, 1975, 139с.

26. Габриелян А.А. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента Альпийской складчатой области. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1970, 3, с. 11-41.
27. Гамкрелидзе П.Д. Основные черты геологии Грузии в связи с её глубинным строением. В кн. "Глубинное строение Кавказа". М., Наука, 1966, с. 9-21.
28. Гамкрелидзе И.П. Некоторые соображения о возможной модели тектогенеза Анатолийско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса. Сообщ. АН Груз. ССР, 1974, т. 74, 3, с. 629-633.
29. Гасанов Т.А. Нижнеюрская фауна в верховьях р. Асрикчай. ДАН Аз. ССР, 1954, т. 10, 1, с. 29-32.
30. Гасанов Т.А. Новый выход древних метаморфических отложений в северо-восточной части Малого Кавказа. Сов. геология, 1967, 6, с. 154-156.
31. Годзиковская А.А., Рейснер Г.И. Эндогенная позиция глубоких землетрясений Кавказа. Геотектоника, 1989, 3, с. 15-25.
32. Горохов И.М., Рубинштейн М.М., Кутявин Э.И., Варшавская Э.С. Применение Rb-Sr метода для датирования некоторых докембрийских пород Грузии. В кн. "Геохронология Восточной-Европейской платформы и сочленения Кавказо-Карпатской системы". М., Наука, 1978, с. 25-33.
33. Джрбашян Р.Т. О связи вулканизма с поперечными поднятиями (на примере Малого Кавказа). ДАН Арм. ССР, 1964, 3, с. 175-180.
34. Дотдугев С.И. О покровном строении Большого Кавказа. Геотектоника, 1986, 5, с. 94-106.
35. Зесашвили В.И. Геология части бассейна р. Паладаури. Тбилиси, Изд. АН Груз. ССР, Тр. ГИ, серия геол., 1955, вып. 1.
36. Караханян А.С. Активные разломы и сильные землетрясения Анатолийско-Малокавказского орогена. Автореф. доктор. диссер., М., 1995, 45с.
37. Кахадзе И.Р. Грузия в юрское время. Тбилиси, Тр. ГИН АН Груз., 1947, т. 3(8), 357с.
38. Кириллова И.В., Петрушевский Б.А. Поперечная тектоническая зональность складчатых поясов и дрейф континентов. БМОИП, 1972, 1, с. 5-22.
39. Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М., Наука, 1975, 208с.
40. Кожухаров Д., Боянов Б. Состав и возраст метаморфических сланцев восточной части Дзирульского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, 6, с. 42-47.
41. Короновский Н.В., Белов А.А. Геология Большого Кавказа и Предкавказья: достижения и проблемы. В кн. "Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М., Наука, 1987, с. 5-21.
42. Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Галкин В.А., Зайцев В.А. Соотношение офиолитовых сутур и активных разломов к западу от Аравийского клина. М., Вестник МГУ, серия 4, геология, 1, 2000, с. 13-25.
43. Лебедев А.П., Малхасян Э.Г. Юрский вулканизм Армении. М., Наука, 1965, 167с.
44. Леонов М.Г. Разрывные нарушения Дзирульского массива (Грузия). БМОИП, отд. геол., 1974, 6, с. 37-44.
45. Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М., Недра, 1983, 192с.
46. Ломизе М.Г. Альпийская геосинклиналь Кавказа в глобальном контексте. Геотектоника, 1987, 2, с. 14-23.
47. Лутц Б.Г., Книппер А.Л., Доброжинская Л.Ф., Пополитов Э.И. Ксенолиты метаморфических пород в габброидах офиолитового комплекса Малого Кавказа. Геотектоника, 1980, 6, с. 49-61.
48. Малхасян Э.Г. О генезисе и возрасте древнего метаморфического субстрата центральной части Малого Кавказа. Сов. геология, 1965, 6, с. 140-142.
49. Малхасян Э.Г. Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1975, 170с.
50. Мелконян Р.Л. Петрология и рудоносность мезозойских островодужных гранитоидных формаций Малого Кавказа. Автореф. док. диссерт. М., 1989, 50с.
51. Муратов М.В. Строение складчатого основания средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. Геотектоника, 1969, 2, с. 3-21.
52. Панов Д.И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития. В кн. "Геология Большого Кавказа". М., Недра, 1976, с. 154-207.
53. Паффенгольц К.Н. Геология Армении. М.-Л., Госгеолгиздат, 1948, 895с.
54. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, 1969, 4, с. 3-19.

55.Рубинштейн М.М. О возрасте кристаллического субстрата Кавказа. ДАН Груз.ССР,1960, 2,с.181-187.

56.Рубинштейн М.М. Основные этапы гранитообразования и метаморфизма на Кавказе по данным радиологических измерений. В кн. "Аргонный метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии". Тбилиси, Мецниереба, 1967,с.183-214.

57.Соботович Э.В.,Вардзелашвили Н.С. Радиологическая характеристика гранитоидов Локского поднятия (Южная Грузия). В кн. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М., Наука,1978,с.57-82.

58.Сомин М.Л., Белов А.А. К истории тектонического развития зоны Южного склона Большого Кавказа. Геотектоника,1987,1,с.77-82.

59.Хаин В.Е. Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа. Геотектоника,1982,4,с.3-13.

60.Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский средиземноморский пояс. М., Недра,1984,344с.

61.Хаин В.Е.,Рудаков С.Г.О современном положении первичной северной границы Гондваны в Европе и Передней Азии. Геотектоника.1991,4,с.24-38.

62.Халилов А.Г. Нижнемеловые отложения азербайджанской части Малого Кавказа. Баку, Изд.АН Азерб.ССР, 1959.

63.Хуцишвили О.Д. Тектоника и история формирования Храмского кристаллического выступа. Тбилиси, Мецниереба,1977,110с.

64.Хуцишвили О.Д. Тектоника и история формирования Локского кристаллического выступа. Тбилиси, Мецниереба,1978,63с.

65.Шевченко В.И., Гусев Т.В., Лукк А.А. и др. Современная геодинамика Кавказа. М., Физика Земли,9,1999,с.3-18.

66.Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М., Недра,1978,176с.

67.Allen C.R. Comparisons between the North Anatolian fault of Turkey and San-Andreas fault of California. Multidisciplinary approach earthquake predicts. Istanbul, Turkey, 1982, pp. 67-85.

68.Belousov V.V., Ruditch E.M., Shapiro M.N. International structural ties and mobilistic reconstructions. Geol. Rundschau, Bd. 68, N 2, 1979, pp. 393-427.

69.Belov A., Abesadze M., Adamia Sh., Agamalian V., Chegodaev L., Levatin A., Omelchenko V., Somin M. Explanatory Note of the stratigraphic correlation forms series of the Caucasus (USSR). Rend. Soci. Geol. Italy, 1989, 12, pp. 119-126.

70.Bergougnan H. Affrontement des blocs europeen et arabique dans l'Est-Anatolien. Reims et ARERS Univ., 1975, vol. 13, pp. 47-57.

71.Brinkmann R. Geology of Turkey. Stuttgart, Ferd. Enke erlag, 1976, 153p.

72.Ketin I. Uber die nordanatolische Horizontalverschiebung. Bull. MTA 72, 1969, pp. 1-28.

73.Pavoni N. Die nordanatolische Horizontalverschiebung. Geol. Rundsch., Stuttgart, 1961, N 51, pp. 122-139.

74.Sholpo V.N. The geosynclinal and orogenic stages of development of the Great Caucasus; Interitance and innovations. 26 Congress Geologique International. Abstracts, vol. 1, Paris, 1980, p. 389.

75.Stocklin I at al. New data on the Lower Paleozoic and Pre-Cambrian of North Iran. Rep. Geol., Surv. Iran, Tehran, 1964, 1, 29p.

76.Yalmaz O. Etude petrographique et geochronologique de la region de Cacas (partie meridionall du massif de Bitlis, Turquie). These fac. Sc. Terre. Univ. Grenoble. Grenoble, 1971, 230 p.



## Глава 2. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВАРДАДЗОРСКОГО ВУЛКАННО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО СООРУЖЕНИЯ

### 2.1. Структурная позиция Вардадзорского вулканно-плутонического сооружения (ВПС) в геотектонической схеме Малого Кавказа

Вардадзорское ВПС располагается на юго-восточном замыкании Вираайоц-Карабахской складчатой зоны Малого Кавказа раннеальпийской консолидации (раннеальпийской островной дуги). Здесь, при общем северо-восточном падении пород, преобладает блоковая структура, разграниченная системой региональных субпараллельных тектонических нарушений преимущественно северо-западного простирания.

Наиболее крупной из тектонических нарушений является зона Мехманинского регионального разлома, простирающаяся в северо-западном направлении при крутом падении на юго-запад. По имеющимся геологическим и геофизическим данным Дрмбонский тектонический блок, расположенный к западу от Мехманинского разлома, опущен и представляет собой грабен-синклиорий. В составе Дрмбонского грабен-синклиория выделяется Довшалинская субширотная мульда верхней юры, расположенная на северо-востоке крупного Мартунинского синклиория, занимающего бассейн верхнего течения р.Хачингет (рис. 2.1, прил.1 к гл.2)\*.

Мехманинский блок, расположенный восточнее, приподнят и представляет собой горст-антиклинорий резко асимметричного строения. Мехманинский горст-антиклинорий на востоке граничит с Южно-Куриной зоной и ограничивается Предмалокавказским глубинным разломом, который на поверхности фиксируется несогласным залеганием отложений мелового возраста на весь комплекс юрских образований, причем на этом борту вулканогенно-осадочные образования юрского (среднеюрского) возраста почти не обнажаются, а местами и выклиниваются. Здесь прослеживается система внутриблоковых сбросов (зона Цахкашенского разлома) северо-западного простирания с крутым падением на северо-восток, обусловившая ступенчатое погружение комплекса юрских отложений под верхнемеловые, оставляя впечатление грабен-синклинали. В средней части Мехманинского горста фиксируется прерывистая зона Вардадзорского внутриблокового разлома (возможно, проявление зоны глубинного разлома на поверхности). Цахкашен-Кавартский интрузив картируется с востока контуром меловых отложений, а с запада – зоной Вардадзорского разлома и имеет вид куполовидного поднятия, т.е. интрузив примыкает к восточному борту горста – к зоне глубинного разлома, оставляя, в целом, впечатление структуры проседания. К востоку от интрузива в верхнемеловых отложениях залива Южно-Куриной зоны выделяется Мартакертский синклиорий, а к юго-востоку – Агдамский брахиантиклинорий с батскими отложениями в ядре.

В пределах Мехманинского блок-антиклинория происходит скрещение унаследованных разрывных структур северо-восточного и северо-западного направлений (Керимов, 1956; Баширов, 1983). По-видимому, этот узел интенсивной трещиноватости способствовал внедрению Цахкашен-Кавартского интрузивного комплекса. Унаследованные структуры северо-восточного (Мехмана-Кусапатская и Кавартская структуры) и северо-западного направлений были обновлены в процессе формирования гранитоидного массива и

\* Рис.2.1, 2.3-2.5 см в приложении 1 к гл.2

послужили каналами для внедрения дайковых и жильных образований на завершающей стадии формирования вулканоплутонического сооружения.

Вулканоплутонические сооружения гранитоидного типа имеют широкое распространение в андезитовых вулканогенных поясах и представляют собой перспективные структуры на золотомедное, медно-молибденовое и золотополиметаллическое оруденение, характеризуюсь преимущественно штокверковым морфологическим типом оруденения. Характерными примерами являются месторождения Коунрад (Казахстан), Амулсар и Техут (Армения), месторождения Филиппин, Эквадора, Медного пояса Аризоны и Рей (США) и др.

## 2.2. Строение и состав Вардадзорского ВПС

В пределах Вардадзорского вулканно-плутонического сооружения (Мехманинского тектонического блока) выделяются 2 крупных рудных поля: Мехманинское на западе и Вардадзорское на востоке, разделенные зоной Вардадзорского внутриблокового тектонического нарушения. Они резко отличаются магматизмом, типами пород и руд, а также металлогенией. В составе Вардадзорского ВПС выделяются 3 комплекса пород:

1. Комплекс вулканогенных, вулканогенно-осадочных и туфогенно-осадочных пород;
2. Комплекс интрузивных, жильных и дайковых пород;
3. Комплекс гидротермально и метасоматически измененных пород; покров вторичных кварцитов.

### 2.2.1. Комплекс вулканогенных, вулканогенно-осадочных и туфогенно-осадочных пород

В строении Вардадзорского ВПС принимают участие преимущественно вулканогенно-осадочные отложения средней юры и, частично, терригенно-осадочные отложения верхней юры, несогласно перекрытые терригенно-осадочными и карбонатно-органогенными отложениями нижнего и верхнего мела (рис. 2.1).

Отложения средней юры представлены нижним и верхним байосом, батом и келловеем. Отложения верхней юры представлены оксфордом, кимериджем и титоном. Юрские отложения характеризуются невыдержанными малыми мощностями и частыми перерывами в осадконакоплении, а также резко выраженными угловыми несогласиями между разновозрастными ярусами.

Нижний мел представлен готеривом и барремом (неоком), а также альбом (преимущественно) и аптом. Верхнемеловые отложения Южно-Куринской зоны представлены коньяком, кампаном и маастрихтом.

**Средняя юра. Байос.** Отложения нижнего байоса вскрыты буровыми скважинами под рудоносными риолит-дацитами верхнего байоса. Они представлены андезитами, андезиодацитами и их пирокластолитами. Возраст отложений определен условно (Баширов, 1983). Мощность отложений не определена. Нижнебайосские образования имеют темно-серый, зеленовато-серый, а местами почти черный цвет. Структура вулканитов – порфировая, основная масса – гялопилитовая, микролит-микрופойкилитовая. Фенокристаллы представлены плагиоклазом, пироксенем и кварцем.

Отложения верхнего байоса представлены маркирующими риолит-дацитовыми порфирами, которые с большим угловым несогласием залегают на отложения нижнего байо-

са. Верхнебайосские отложения имеют общую мощность около 350м и представлены двумя горизонтами:

- нижний горизонт представлен интенсивно оруденелыми мелкообломочными туфами и потоками риолит-дацитовых порфиров,
- верхний горизонт представлен свежими агломератовыми туфами риолит-дацитовых порфиров.

Риолит-дацитовые порфиры являются рудовмещающими для серно-медно-колчеданного и золотосульфидного оруденения. Здесь локализуется оруденение Дрмбонского месторождения. Макроскопически риолит-дацитовые порфиры имеют серый, иногда темно-серый и зеленовато-серый цвет с порфировыми выделениями кварца и плагиоклаза. Структура породы порфировая, основная масса – микрофельзитовая, микросферолитовая, сферолитовая, иногда микропйкилитовая и микрозернистая. В отдельных случаях наблюдаются переходы к дацитам, где фенокристаллы кварца составляют до 10% от общего количества порфировых выделений. В потоке риолит-дацитовых порфиров прослеживаются маломощные прослои литокластических туфов, свидетельствующие об их эффузивной природе.

Риолит-дацитовые порфиры подвергнуты окварцеванию, каолинизированы, серицитизированы, пиритизированы и лимонитизированы, часто полностью превращены во вторичные кварциты. Видимая мощность нижнего горизонта около 200м.

Агломератовые туфы риолит-дацитовых порфиров верхнего горизонта имеют темно-серый, серый и светло-серый цвет с зеленоватым оттенком. Структура породы порфировая, основная масса – фельзитовая, микрозернистая. Порфировые выделения представлены плагиоклазом и кварцем. Наблюдаются переходы к дацитам. Мощность горизонта сильно варьирует и составляет 50-200м.

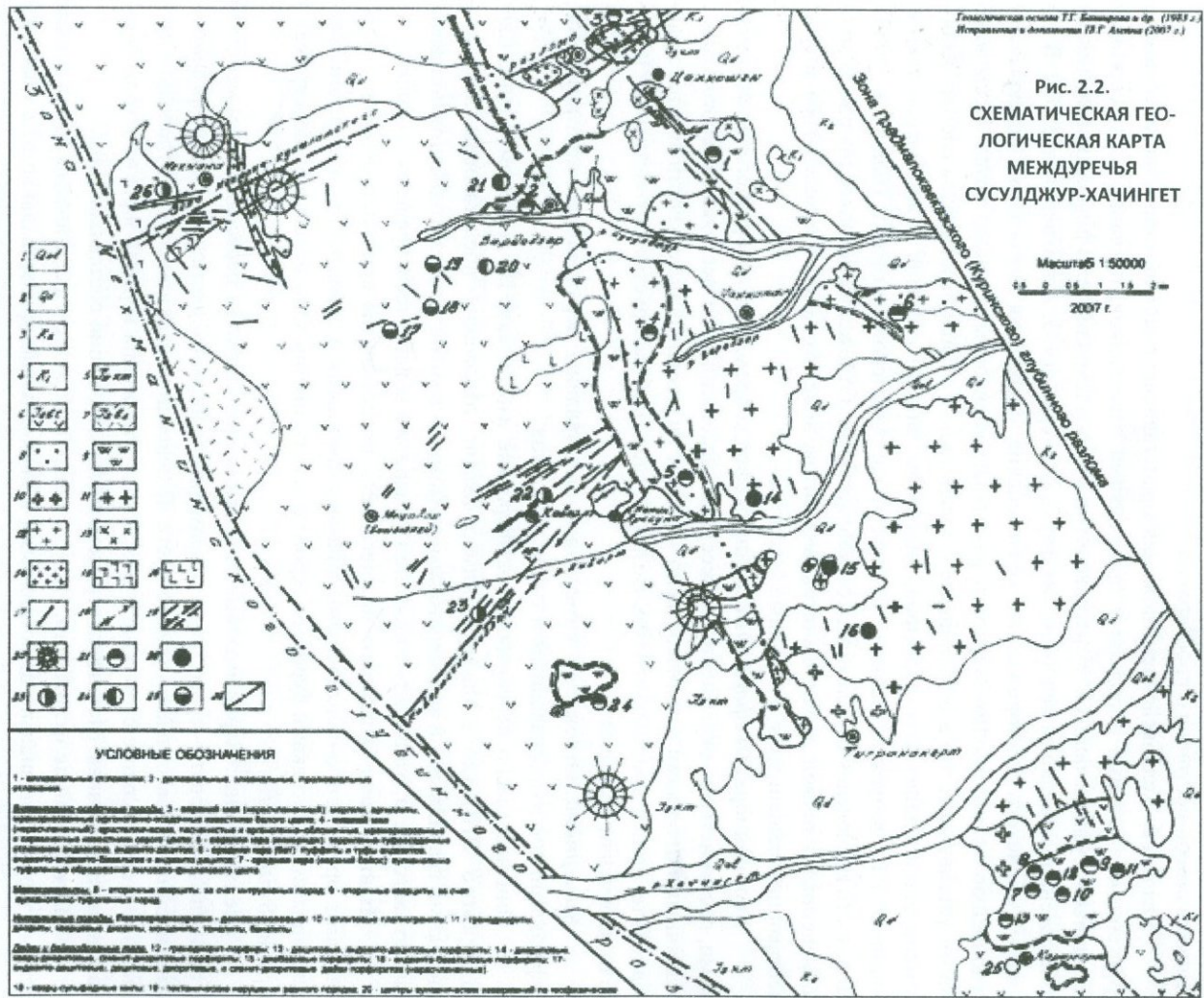
**Бат.** Отложения батского яруса с угловым несогласием залегают на верхнебайосские вулканиты и представлены разнообломочными туфами и туффитами андезитов, андезитобазальтов и андезитодацитов. Местами они перекрыты келловейскими туфо-конгломератами. Отложения бата имеют темно-серый, зеленовато-серый и голубовато-серый цвет. Вкрапленники представлены плагиоклазом и пироксеном, основная масса стекловатая с микролитами плагиоклаза. Часто встречаются вторичные хлорит, кальцит, цеолит и вкрапленники рудных минералов. На западной периферии Вардазорского ВПС батские отложения представлены чередованием тонкоплитчатых среднезернистых туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов с прослойками туфоконгломератов андезитов, андезитобазальтов и дацитов с хорошо выраженной слоистостью.

Возраст отложений определяется по стратиграфическому положению: нижняя граница проводится по кровле риолитовых и риолит-дацитовых порфиров верхнего байоса, а верхняя граница – по подошве фаунистически охарактеризованных отложений келловея. На юго-западной периферии ВПС батские отложения имеют северо-западное простираие и представлены двумя горизонтами:

- нижний горизонт представлен агломератовыми туфами андезитобазальтов с редкими прослойками туфоконгломератов и туфопесчаников, видимой мощностью 500м; порода темно-серая с зеленоватым оттенком, иногда черная;
- верхний горизонт представлен переслаиванием туфопесчаников, туфогравелитов, туфоалевролитов и туфолав андезитовых порфиров общей мощностью 480м.

Рис. 2.2.  
 СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕО-  
 ЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
 МЕЖДУРЕЧЬЯ  
 СУСУДЖУР-ХАЧИНГЕТ

Масштаб 1:50000  
 0 0.5 1 1.5 2 км  
 2007 г.



**УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ**

1 - тектонический скрежет; 2 - разрывные, оползневые, гравелистые скрежеты

**Литологические обозначения:** 3 - верхний мел (карбональный) известняк, аргилиты, карбонатизированный аргилитово-песчаный известняк белого цвета; 4 - нижний мел (карбональный) аргилитово-песчаный известняк и аргилитово-обливанный, карбонатизированный и карбонатный известняк серого цвета; 5 - средний мел (карбонатный) карбонатно-гипсовый известняк известняк, известняк-доломит; 6 - средний мел (мел) гудры и туфы известняк, известняк-доломит; 7 - средний мел (средний мел) известняк-гудры известняк-доломит-фосфоритовый известняк

**Метаморфизм:** 8 - слюдяные сланцы, из мел метаморфизированный мел; 9 - слюдяные сланцы, из мел метаморфизированный мел

**Литологические породы:** 10 - известняк-доломит; 11 - гнейсы; 12 - гранитоиды; 13 - гранитоиды; 14 - гранитоиды; 15 - гранитоиды; 16 - гранитоиды; 17 - гранитоиды; 18 - гранитоиды; 19 - гранитоиды; 20 - гранитоиды; 21 - гранитоиды; 22 - гранитоиды; 23 - гранитоиды; 24 - гранитоиды; 25 - гранитоиды; 26 - гранитоиды

**Добыча и использование:** 12 - гранитоиды-песчаник; 13 - доломиты, известняк-доломитовые порфириты; 14 - доломитовый известняк, известняк-доломитовые порфириты; 15 - известняк-доломитовые порфириты; 16 - известняк-доломитовые порфириты; 17 - известняк-доломитовые порфириты; 18 - известняк-доломитовые порфириты; 19 - известняк-доломитовые порфириты; 20 - известняк-доломитовые порфириты; 21 - известняк-доломитовые порфириты; 22 - известняк-доломитовые порфириты; 23 - известняк-доломитовые порфириты; 24 - известняк-доломитовые порфириты; 25 - известняк-доломитовые порфириты; 26 - известняк-доломитовые порфириты

Отложения бата прорываются многочисленными рвущими телами, которым предписывается субвулканическая, жерловая и интрузивная природа. Батские отложения интенсивно раздроблены с образованием крупных трещинных систем и малоамплитудных разломов северо-восточного простирания.

**Келловей.** Келловейские отложения представлены осадочно-пирокластическими и туфогенно-осадочными породами с прослойками известняков, песчаников, известковых песчаников, туфопесчаников, туфогравелитов и туфоалевролитов. В рифовых известняках обнаружена руководящая келловейская фауна (Аскеров, 1973; Аллахвердиев, 1979). В районе Дрмбонского месторождения келловейские отложения несогласно перекрывают рудоносную толщу риолит-дацитов и различные горизонты батского яруса. Исследованиями установлено, что в большинстве случаев гальки туфоконгломератов состоят из обломков риолит-дацитовых порфиров, андезитов, андезитодацитов и андезитобазальтов. Баширов Т.Г. допускает наличие рудных галек добатского возраста (Баширов, 1983). Мощность келловейских отложений составляет 150м. Отложения келловея прорваны многочисленными телами риолит-дацитов, андезитов, андезитодацитов и андезитобазальтов, местами превращенных во вторичные кварциты.

**Верхняя юра. Оксфорд.** Отложения оксфорда представлены органогенно-обломочными, песчанистыми, окремненными, местами яшмовидными известняками серого цвета с различными оттенками. Они несогласно залегают на размытой поверхности верхнего байоса и бата, общей мощностью 150м. Возраст отложений датируется фаунистически и четко отделяется от келловея.

**Кимеридж.** Отложения кимериджа представлены чередованием конгломератов, туфопесчаников, туфогравелитов и туфов андезитов.

Они несогласно перекрывают оксфордские известняки. На северном фланге Вардадорского ВПС (до с.Магавуз) кимериджские отложения представлены литокластическими гравийными и агломератовыми туфами андезитов и андезитодацитов лиловато-фиолетового цвета. Мощность отложений кимериджа колеблется в пределах 50-200м.

**Нижний мел.** Отложения нижнего мела представлены кристаллическими, песчанистыми, органогенно-обломочными, мраморизованными и окремненными, местами железненными известняками буровато-серого и серого цветов. Они несогласно перекрывают юрские отложения.

**Верхний мел.** Верхнемеловые отложения представлены переслаиванием мергелей и аргиллитов беловато-серого цвета с мраморизованными, кристаллическими органогенно-осадочными известняками белого цвета. В основании верхнемеловых отложений прослеживаются базальные слои. Они перекрывают отложения верхней юры и выходы Механинского интрузива. Мощность верхнемеловых отложений составляет 100м.

**Четвертичные отложения.** Четвертичные отложения представлены отложениями речных террас, элювиально-делювиальными и делювиально-пролювиальными, а также аллювиальными отложениями. Речные террасовые отложения представлены валунно-галечниками, гравием, разнообразными песками и суглинками, общей мощностью до 50м. Элювиально-делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения представлены суглинками, супесями, глинами и щебнем. Аллювиальные отложения представлены в виде песков, гравия, галечников и валунов.

## 2.2.2. Комплекс интрузивных, жильных и дайковых пород

Ядром Вардадзорского ВПС является единый крупный полифазный Цахкашен-Кавартский интрузивный комплекс с даечными и жильными образованиями.

Цахкашен-Кавартская гранитоидная интрузивный комплекс расположена в междуречье средних течений р.р.Тертер и Хачингет, занимая бассейны верховьев р.р.Амбаринджур, Сусулджур, Вардадзор и Каварт. Основной выход Цахкашен-Кавартского интрузивного массива занимает площадь в  $65\text{км}^2$  (по некоторым авторам  $100\text{км}^2$ ) и протягивается в северо-западном направлении на расстояние свыше  $15\text{км}$  от г.Агдам на юго-востоке до с.с. Вардадзор и Чанкатаг на северо-западе, шириной  $5\text{--}6\text{км}$ . Интрузив располагается на гипсометрических отметках  $500\text{--}1200\text{м}$ . Отдельные небольшие выходы интрузива, являющиеся апофизами главного массива, обнажаются на обширной площади к северо-западу (в районе с.с. Нижний Оратаг, Мохратаг, Мецшен, Кусалат и др.) и юго-востоку (на правом берегу р.Хачингет, с.Карамарт) в виде роя интрузивных штоков. Очень характерно, что таких морфометрических интрузивных тел к западу (лежащее крыло Вардадзорского разлома) и к востоку (висячий бок Предмалокавказского разлома) не наблюдается, что явно свидетельствует о магмоконтролирующей роли разломной тектоники, а не свода Агдамского антиклинория, т.е. интрузия ограничена тектонической рамой.

Первоначально возраст Цахкашен-Кавартской интрузии датировался как "верхнемеловой в пределах турон-кампан", на основании трансгрессивного залегания мергелей сенонского возраста (Соловкин, 1938; 1944). В дальнейшем интрузия датируется как верхнесенонская (сантонская) (Соловкин, 1951). А.Д. Керимов (1956) возраст Цахкашен-Кавартской интрузии определяет как нижнемеловой (послесреднеюрский-досенومانский), т.е. допускается более древний, чем верхнемеловой, возраст интрузии.

В 47-м томе "Геология СССР, Азербайджанская ССР. Геологическое описание" авторы – Абдулаев Р.Н., Керимов Г.И. и Ахундов Ф.А. – Цахкашен-Кавартский интрузив описывают в группе верхнеюрских гранитоидных интрузий. На геолого-структурной карте Мехманинского рудного района масштаба  $1:50000$  (Баширов Т.Г. и др., 1987) Цахкашен-Кавартский интрузив и среднеюрские вулканогенно-осадочные отложения несогласно перекрываются отложениями верхней юры, нижнего и верхнего мела. При этом верхнеюрские отложения представлены оксфордом, кимериджем и титонем, а нижнемеловые – готеривом, барремом, аптом и альбом. На этом основании возраст Цахкашен-Кавартской интрузии датируется как послесреднеюрский. По классификации И.Г. Магакьяна, Цахкашен-Кавартский интрузив относится к группе послесреднеюрских интрузий, широко развитых в пределах Сомхето-Карабахской складчатой зоны (Алоян, 2001). Нами в пределах Тракетского (Туракетского) рудопроявления наблюдалось несогласное залегание расланцованных песчано-глинистых отложений альба на интенсивно окварцованные (вторичные кварциты) и измененные оруденелые отложения бата. Нет сомнения, что в пределах района развития Цахкашен-Кавартского интрузива, нижний мел несогласно залегает на магматический комплекс юрского возраста, а петрохимические характеристики свидетельствуют о более раннем внедрении интрузии, чем щелочно-калиевые интрузивные комплексы завершающей стадии юра-неокомского геотектонического этапа. Нам представляется, что как стратиграфические, так и петрографические и петрохимические данные свидетельствуют о послесреднеюрском (докелловейском) возрасте Цахкашен-Кавартского интрузивного комплекса, по аналогии с плагиогранитовыми интрузиями Сомхетского сегмента

(Алоян, 2001). Отметим, что интрузивы Мурхузского хребта прорывают фаунистически датированные отложения байоса, а их гальки находятся в базальных конгломератах келловей, на основании чего определяется их среднеюрский возраст (Асланян, 1958; Казарян, 1966; Меликян, <sup>конца</sup> 1970, 1989).

Отличительной особенностью Цахкашен-Кавартского интрузива является ярко выраженное механическое деформирование, возникшее после окончательного формирования интрузии. По мнению азербайджанских геологов, причиной этому послужила “развитая внутренняя тектоника массива, осложненная впоследствии более молодыми процессами тектогенеза альпийского возраста” (Геология Азербайджана. Петрография, 1952). Нам представляется, что эти механические изменения связаны с постмагматической фумарольной деятельностью, когда трансмагматические потоки глубинных флюидов (фумарол – газы, пары) под большим давлением летучих прорывали и дробили затвердевшую “корку” рудоносного штока. Ф.И. Вольфсон и А.В. Дружинин (1975) разделяют эту точку зрения.

По мнению А.Н. Соловкина, с морфологической точки зрения Цахкашен-Кавартский интрузив представляет собой мощную интрузивную залежь межпластового характера (Соловкин, 1948). По мнению А.Д. Керимова (1956), детально изучившего Цахкашен-Кавартский гранитоидный комплекс, морфологически интрузив относится к “лакколитообразному поднятию, связанному, очевидно, своими корнями с мощным батолитом”, т.е. допускается наличие крупного интрузивного массива на более глубоких горизонтах.

Цахкашен-Кавартский интрузив не является межпластовым лакколитом или силлом, а также не располагается в сводовой части Агдамского антиклинория. Морфометрические параметры интрузива определяются не складчатой, а блоковой структурой района; границы интрузива контролируются разломной тектоникой, т.е. боковая рама Цахкашен-Кавартского интрузива тектоническая.

Наиболее детально петрография и петрохимия Цахкашен-Кавартского гранитоидного интрузива изучена А.Н. Соловкиным (1938-1951) и А.Д. Керимовым (1952-1956).

Геолого-петрографическими исследованиями установлено, что формирование интрузивного комплекса происходило в основном в 2 этапа (2 фазы). На **первом этапе** формируется главный интрузивный массив, сложенный массивно-кристаллическими породами. На **втором этапе** формируются жильные и дайковые образования, а также малые интрузии, представляющие собой апофизы главного интрузива.

В составе массива основную роль играют роговообманково-биотитовые тоналиты и роговообманковые кварцевые диориты, слагающие более 90% всей площади массива. В центральной части массива развиты роговообманковые диориты, а в краевых частях – биотитовые банатиты и кварцевые диориты, имеющие небольшое развитие. Все разновидности интрузивных пород связаны между собой постепенными переходами и составляют **одно единое** “компактное” интрузивное тело. Средний количественно-минералогический состав интрузивного комплекса подходит к тоналиту (табл. 2.1).

Результаты исследований показывают, что в породах Цахкашен-Кавартского интрузива наблюдается резкое преобладание плагиоклаза, крайняя бедность калиевым полевым шпатом и колебания в широких пределах количества кварца и цветных компонентов, что дает основание отнести породы массива к ряду банатит-кварцевый диорит.

Установлена определенная зональность в распределении различных типов пород. Цахкашен-Кавартский массив представлен в основном лейкократовыми кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами и диоритами. Они тяготеют к трондjemитам (пла-

Таблица 2.1

## Средний количественно-минералогический состав Цахкашен-Кавартского интрузивного массива (Жеримов, 1952; 1956)

N/N n/n	Наименование пород	Площадь распространения, %	Средний количественно-минералогический состав пород, %							
			плаггиоклазы	калиевый полевой шпат	кварц	биотит	роговая обманка	акцессорные минералы	вторичные минералы	сумма
1.	Биотитовые банатиты*	2,0	62,0	7,3	24,0	5,2	-	0,8	-	100,0
2.	Роговообманковые биотитовые тоналиты	52,0	70,7	3,8	14,3	4,0	3,5	1,3	2,4	100,0
3.	Роговообманковые кварцевые диориты	42,0	78,0	-	15,5	-	4,5	2,0	-	100,0
4.	Биотитовые кварцевые диориты	1,2	80,0	-	4,5	6,0	-	3,1	6,4	100,0
5.	Роговообманковые кварцевые диориты**	2,8	85,5	-	-	-	8,5	6,0	-	100,0
Среднее значение для всех пород массива		<b>100,0</b>	<b>73,7</b>	<b>2,2</b>	<b>15,0</b>	<b>2,3</b>	<b>3,3</b>	<b>2,2</b>	<b>1,3</b>	<b>100,0</b>

гюгранитам) и отличаются лишь пониженным содержанием кварца.

Краевая фация представлена главным образом мелкозернистыми порфиридовидными их разновидностями – кварцевыми диорит-порфиритами и гранодиорит-порфирами. Из кварцевых диоритов и тоналитов наибольшее развитие имеют роговообманково-биотитовые и менее – роговообманковые разновидности. Гранодиориты представлены преимущественно биотитовыми разновидностями, характеризующаясь небольшим количеством калиевого полевого шпата, и нередко переходят в банатиты. Такая зональность наблюдается в северо-западной части Цахкашен-Кавартского интрузива, в ущельях р.р. Чанкатаг, Каварт и Хачингет. Здесь роговообманково-биотитовые тоналиты постепенно переходят (с северо-востока на юго-запад) в роговообманковые кварцевые диориты и далее в диориты, их сменяют роговообманковые кварцевые диориты, роговообманково-биотитовые тоналиты, а затем биотитовые и порфиридовидные тоналиты.

Результаты силикатных анализов пород Цахкашен-Кавартского интрузива и пересчеты их на числовые характеристики по А.Н. Заварицкому показывают, что они (кварцевые диориты и тоналиты) представлены нормальными гранитоидными породами ( $K_2O+Na_2O < 7.5\%$ ), насыщены кремнекислотой и щелочными элементами (табл. 2.2 и 2.3) при резком преобладании CaO над  $K_2O$ , что свидетельствует об островодужной обстановке формирования массива (Титли, Бин, 1984).

В темноцветных минералах фемические элементы резко преобладают над Ca или Al. Коэффициент (n) однозначно свидетельствует о натриевом характере островодужных гранитоидов Цахкашен-Кавартского массива ( $n = 64.1 - 98.5$ ). Низким соотношением  $a : c < 2.3$  обусловлена бедность щелочами пород массива.

\* Кварцевый диорит

\*\* диорит

Результаты полного силикатного анализа пород  
Цахкашен-Кавартского интрузива

Автор и № обр.	А.В. Керимов (1952)						А.Н. Соловкин (1938) аналитик В. Прихня	
	411	140	126	63	115	197	143	61с
SiO <sub>2</sub>	65,06	64,80	61,40	56,40	62,73	56,60	69,67	62,47
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,20	0,21	0,30	0,46	0,48	0,27	0,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,98	17,87	17,28	17,26	18,15	18,30	14,74	15,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,44	-	-	0,20	0,41	0,32	1,54	2,42
FeO	-	2,22	3,46	4,15	3,20	7,20	1,33	2,25
MnO	-	0,45	0,30	0,12	-	-	-	-
MgO	2,39	2,01	2,16	2,62	2,88	3,96	0,84	2,0
CaO	4,67	5,11	6,15	8,24	6,39	6,84	3,86	3,75
Na <sub>2</sub> O	4,0	3,04	3,57	4,3	4,02	3,53	3,65	2,79
K <sub>2</sub> O	1,82	2,55	1,42	1,21	0,14	1,11	1,71	2,31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	1,12	2,53	0,64	6,05	0,23	0,35	0,24
SO <sub>3</sub>	сл.	сл.	1,30	1,40	-	сл.	0,95	1,01
ППП	0,28	0,74	0,38	2,36	1,28	1,56	0,3	0,26
H <sub>2</sub> O	0,52	0,04	-	0,12	0,32	0,26	0,24	0,54
H <sub>2</sub> O <sup>*</sup>	-	-	-	-	-	-	0,55	1,92
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	2,20
<b>Всего</b>	<b>100,75</b>	<b>100,75</b>	<b>100,16</b>	<b>100,22</b>	<b>100,03</b>	<b>100,33</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

411 – биотитовый банатит, с.Чанкатаг

140 – роговообманковый биотитовый тоналит, с.Маник

126 – роговообманковый биотитовый тоналит, с.Кенгерлы

63 – роговообманковый диорит, С-З склон г.Каварт (пр. берег р.Каварт)

115 – роговообманковый кварцевый диорит, с.Каварт (р.Каварт)

197 – кварцевый диорит (апофиза) (с.Кусалат)

143 и 61с – данные А.Н. Соловкина, минералогический состав не приводится.

О петрохимических особенностях Цахкашен-Кавартского интрузива, кроме количественно-минералогических данных, свидетельствуют также числовые характеристики (таб. 2.3). Числовое выражение параметра (с) колеблется от 4.6 до 7.9, в отличие от норгранитов (2.0-2.5). Щелочноземельный элемент (Са), входящий в состав пород интрузии, в парагенезисе интрузии имеет существенную роль. То же отмечается относительно фемических элементов (в), участвующих в строении темноцветных породообразующих и рудных минералов. Особое внимание привлекает пересыщенность глиноземом (а) в некоторых разновидностях пород, в особенности биотитового банатита и роговообманкового кварцевого диорита из краевых частей интрузива. Соотношение между Fe и Mg ( $f'$ ,  $m'$ ) в основном, за некоторым исключением, остается постоянным. В петрохимическом отношении породы Цахкашен-Кавартского интрузива во многом сходны со средним составом тоналита и частично гранодиорита по Дэли.

Считаем нужным отметить, что минералого-петрографические данные по Цахкашен-Кавартскому интрузиву хорошо согласуются с данными его возраста, а также с данными по возрастному расчленению интрузивных комплексов Вираайоц-Карабахской

Числовые характеристики пород Цахкашен-Кавартского интрузива  
по А.Н. Заварицкому по данным таблицы 2.2  
(Гуямджян, 2007)

№обр.	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a : c
411	11.4	6.3	8.3	74.0	16.4	35.2	48.4	-	77.4	35.2	0.4	+16.4	1.8
140	10.6	6.9	7.2	75.3	15.5	35.9	48.6	-	64.1	0	0.3	+22.5	1.5
126	10.5	7.1	8.5	73.0	-	44.1	45.7	10.2	79.3	0	0.3	+19.7	1.5
63	11.8	6.3	14.3	67.6	-	30.7	32.7	36.6	84.1	1.0	0.4	+5.3	1.9
115	9.3	7.9	8.7	74.1	-	40.3	58.1	1.6	98.5	4.8	0.6	+21.6	1.2
197	9.7	7.9	15.1	67.3	-	48.8	46.2	4.7	82.4	1.9	0.6	+7.3	1.2
143	10.7	4.6	4.1	80.6	-	61.7	35.0	3.3	76.6	31.7	0.3	+35.2	2.3
61c	6.9	4.8	13.2	75.1	38.8	33.9	27.3	-	94.8	16.4	0.6	+31.6	1.4

складчатой зоны (палеоостровной дуги) (Алоян, 1978; 1998; 2001). Мезо-кайнозойские интрузивные комплексы Вирайюц-Карабахской зоны, их стратиграфия и петрохимия детально рассмотрены, и нет надобности здесь повторяться.

Отметим следующее. В пределах Вирайюц-Карабахской зоны выделяются 4 интрузивных комплекса, соответствующие основным этапам геотектонического развития. В течение юра-неокомского геотектонического этапа формируется среднеюрский и позднеюрский-раннемеловой, а в течение альб-эоценового геотектонического этапа – позднемеловой-палеоэоценовый и послесреднеэоценовый интрузивные комплексы. Для среднеюрских (послесреднеюрских, по И.Г. Магакьяну) комплексов характерен плагиогранитовый состав. Породы характеризуются обогащенностью кремнекислотой и натриевой щелочностью. Анализ петрохимических данных дает основание говорить о том, что родоначальная магма имела базальтовый (толеитовый) состав и в процессе дифференциации обогащалась кремнеземом и щелочами. Предполагается, что очаг среднеюрских магматических образований находился под корой или в верхней мантии (Алоян, 2001).

Одной из характерных и отличительных особенностей Цахкашен-Кавартского интрузива является “обилие жильных дериватов”, представленных различными по составу и относительному возрасту породами дайковой фации и малыми (мелкими) штокообразными телами на северном и южном перифериях массива. Дайковые образования преимущественно развиты в пределах главного интрузивного массива, относительно реже они встречаются во вмещающих среднеюрских вулканогенно-осадочных отложениях, используя реанимированные древние структуры, в основном системы трещиноватости и разломов. Морфологически дайки имеют линейно вытянутый облик, однако дайки лампрофиров конечной фазы приобретают дугообразные формы (возможно, повторяя куполовидный контур вулканоплутона). Мощность даек сильно варьирует: наблюдаются как маломощные (1-1.5м), так и мощные дайки (10-25м), часто переходящие в изометричные малые штоки или малые интрузии. Выделяются 4 жильно-магматические фазы (Керимов, 1956). Они характеризуются как специфическим составом, так и пространственной ориентацией, отражая поступательный характер физико-химических процессов, происходящих как в преде-

лах магматического очага, так и в системе магматический очаг-батолит-интрузивный комплекс.

**Первая фаза** – наиболее ранняя. Она представлена кислыми лейкократовыми породами – микропегматитовыми гранодиритами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми диорит-порфирами, реже пегматит-аплитами.

Эти дайки имеют преимущественно близмеридиональное (параллельно основным тектоническим нарушениям) простирание с крутыми падениями (50-90°).

**Вторая фаза** – представлена мезократовыми жильными породами – бескварцевыми диорит-порфирами, плагиоклазовыми и роговообманковыми порфирами, реже мальхитами (порфиroidный микродиорит). Они развиты как в пределах интрузивного массива, так и в пределах вмещающих вулканогенных пород, сохраняя общую ориентацию с дайками первой фазы.

**Третья фаза** – более поздняя. Она представлена в основном меланократовыми породами – лампрофирами (спессартиты, одиниты, реже вогезиты). Эти дайки размещаются в северо-восточных структурах, редко в северо-западных и широтных с крутыми падениями. Как уже было отмечено, эти дайки часто приобретают дугообразную форму.

**Четвертая фаза** – завершающая. Дайки этой фазы встречаются очень редко, притом в краевых частях массива. Они представлены грейзенизированными кварцевыми диорит-порфирами северо-западного направления. Часто встречаются пегматит-аплиты с кварцевыми прожилками и вкрапленниками гематита.

Вышеизложенный материал по геолого-петрографическим и минералого-петрохимическим особенностям Цахкашен-Кавартского интрузивного массива, а также разнофазовым и разновозрастным породам дайковой и жильной фаций дают основание всем исследователям объединить эти породы в **единый Цахкашен-Кавартский интрузивный комплекс**. Проявление разновозрастного (юрского) комплекса эффузивных и интрузивных образований, с учетом эволюции химизма интрузива и полифазности магматического очага, свидетельствуют, на наш взгляд, о тесной пространственно-временной связи (комагматичности) вулканизма и плутонизма. К тому же, на геологических картах, на периферии интрузивного комплекса выделяются многочисленные центры извержения в контуре развития среднеюрских (батских) отложений.

Такие вулканно-плутонические сооружения характерны для островодужных структур и проявляются в условиях перехода к коллизионному режиму с проявлением высокоградиентного (высокотемпературного) метасоматоза, обусловленного подъемом изотерм вследствие внедрения гранитоидов с петролого-геохимическими признаками палингенного происхождения. Таким вулканно-плутоническим сооружениям присущи меднопорфировые месторождения “диоритовой” модели с золото-меднопорфировым составом руд, в отличие от “монцонитовой” модели с характерным медно-молибденовым составом руд. Эти различия объясняются типом “интродуцированной коры”, т.е. для островодужных систем (диоритовая модель) она океаническая (фемическая), а для “монцонитовой” модели – сиалическая (Холлистер, 1974).

### **2.2.3. Комплекс гидротермально и метасоматически измененных пород.**

#### ***Покров вторичных кварцитов***

Цахкашен-Кавартский интрузивный комплекс оказал сильное воздействие на вме

щающие породы юрского возраста, превратив их в измененные метасоматиты. Гидротермальному изменению подвергнуты также краевые фации (эндоконтактовая часть) интрузива. По единодушному мнению исследователей Мехманинского рудного района, метасоматиты (в основном вторичные кварциты и окварцованные породы) приурочены к крупным разломам или сбросам (?), очевидно игравшими роль растворподводящих каналов” и далее “в некоторых пунктах, при наличии систем микротрещин или даек, часто можно видеть концентрацию рудных минералов”. Здесь же авторы указывают, что, с одной стороны, “весьма интересны обширные зоны гидротермально метаморфизованных пород”, а с другой стороны утверждают, что “явление минерализации и кварцитизации, в частности, обусловлены воздействием на боковые породы **юрских** (выделено нами) интрузий кварцдиоритового и диоритового состава” (Геология Азербайджана. Петрография. 1952).

Таким образом, имеющийся материал азербайджанских геологов дает основание отметить следующее:

1. Образование гидротермально измененных пород за счет вмещающих вулканитов юры и эндоконтактовых фаций Цахкашен-Кавартского интрузивного комплекса обусловлено прямым воздействием интрузии на боковые породы. Изменения приурочены к крупным тектоническим нарушениям, сыгравшими роль растворподводящих каналов.

2. При наличии системы микротрещин или даек на некоторых участках возможна концентрация рудных минералов.

3. Однозначно говорится о юрском возрасте Цахкашен-Кавартского гранитоидного интрузива, а явления минерализации и кварцитизации объясняются воздействием интрузии на боковые породы.

Некоторым дополнением к мнению азербайджанских геологов о гидротермальной природе “метаморфических” пород может служить мнение известного исследователя геологии НКР профессора А.Н. Соловкина, который считает, что “все они (имеются в виду метаморфизованные породы) являются продуктом пневматолито-гидротермальных процессов, вызванных интрузией” (Соловкин, 1938).

Фактический материал, полученный нами при полевых исследованиях, а также анализ литературных и фондовых материалов по геологии междуречья р.р. Тертер и Хачингет дают нам основание отметить следующее.

Воздействие интрузивного комплекса происходило как на стадии формирования главного интрузивного массива, так и на постмагматической пневматолито-гидротермальной стадии. Воздействию подверглась не только широкая полоса приконтактовых (экзоконтактовых) вулканогенно-осадочных образований юры (порфириты, туфы, туфопесчаники), но и не менее широкая полоса эндоконтактовых (краевых) фаций гранитоидного массива (гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфириты). Пневматолито-гидротермальное изменение эндоконтактовой части Цахкашен-Кавартского интрузива, по всей вероятности, связано с экранирующей ролью плотных, более ранее окварцованных вулканогенных образований вмещающих пород, с одной стороны, и с другой – интенсивной трещиноватостью “корки” интрузива. Мы не отрицаем роль обратной волны гидротермального изменения от ранее окварцованных плотных вулканитов, что обеспечило вовлечение в сферу метасоматоза породы эндоконтактовой зоны на значительную глубину. Следовательно, пневматолито-гидротермальному воздействию подвергся весь внешний близповерхностный ореол гранитоидного массива в виде сфероида с охватом как вмещающих вулканогенных пород, так и краевой эндоконтактовой части интрузивного массива,

т.е. формирование покрова вторичных кварцитов связано с процессами флюидизации апи-кальной части интрузива и надинтрузивных вмещающих пород, в связи с отделением значительного объема летучих и паров.

Изменения в породах являются настолько значительными, что в большинстве случаев очень трудно бывает установить состав исходных материнских пород, т.е. определить – это первичное эффузивное или интрузивное образование. Поэтому **выделяется самостоятельный комплекс измененных пород – в виде “покрова” (шляпы) вторичных кварцитов**, которые являются, как уже было сказано, не столько результатом контактового воздействия гранитоидов на вмещающие вулканиты юры, сколько результатом переработки вулканогенных пород и краевых частей гранитоидного массива постмагматической пневматолито-гидротермальной деятельностью.

Комплекс измененных пород – **покров вторичных кварцитов** – имеет довольно широкое пространственное распространение на поверхности.

На глубину он прослеживается от нескольких десятков до 100 и более метров, при средней глубине около 60-70м. Комплекс измененных пород детально изучен А.Н. Соловкиным в начале 30-х годов прошлого столетия. Им было установлено, что преимущественно эти гидротермально-метаморфизованные породы подходят под определение “вторичные кварциты” (Соловкин, 1938). В последующем измененные породы, преимущественно вторичные кварциты, стали предметом детального изучения с точки зрения их металлоносности. По мнению А.Н. Соловкина, “вторичные кварциты Нагорного Карабаха характеризуют важный этап гидротермальной деятельности гранитоидных интрузий и поэтому представляют собой большой интерес” (Соловкин, 1952). Можно согласиться с таким утверждением, но с той лишь принципиальной разницей, что в процессе формирования вторичных кварцитов и в привносе металлических компонентов важное место имеют постмагматические-трансмагматические потоки летучих, т.е. речь идет о пневматолито-гидротермальном процессе, и следовало говорить не о “метаморфических” или “метаморфизованных” породах, что характерно для докембрийских и раннепалеозойских отложений, обусловленных региональными процессами метаморфизма, а о “метасоматических” породах или “метасоматитах”, преимущественно представленных пропилитами и серицитовыми вторичными кварцитами. Справедливости ради отметим, что термин “метасоматиты” применительно к вторичным кварцитам использует также Т.Г. Баширов (1983).

Покровы вторичных кварцитов имеют резко выраженное асимметричное строение. Наиболее широко они развиты на северной, западной и южной периклиналях основного интрузивного массива, приобретая форму серпа на плане. Морфология покровов вторичных кварцитов обусловлена строением вулканоплутонического сооружения.

На восточном фланге юрские отложения, по всей вероятности, выклиниваются или маломощные слои резко погружаются под Южнокуринскую депрессию, поэтому на правом берегу р.Вардазор вторичные кварциты обрываются. На левобережье верховьев р.Вардазор покров вторичных кварцитов простирается в широтном направлении на 5-6 км, а в меридиональном – от 3,5 до 4км, включая как эффузивные, так и интрузивные образования.

На западной периферии интрузивного комплекса покровы кварцитов вытянуты в северо-западном направлении на 8-9км, при ширине от 0,5 до 2км, и в междуречье р.р.Вардазор и Каварт охватывают как эффузивные, так и интрузивные породы, а на

правом берегу р.Каварт вторичные кварциты преимущественно развиты за счет батских вулканитов и постепенно выклиниваются в районе селения Тигранакерт (рис.2.1-2.5, пр.1).

Далее, на юго-западной периферии, в среднем течении р. Хачингет, среднеюрские отложения несогласно перекрываются отложениями верхней юры (кимериджа), представленными терригенно-туфогенными образованиями, в которых покров вторичных кварцитов отсутствует. Возможно, существует литологическая специализация вторичных кварцитов, либо это свидетельствует об их среднеюрском возрасте.

На южной периферии интрузива обнажаются батские вулканогенно-осадочные отложения, которые **на некотором удалении** от контакта интрузии превращены во вторичные кварциты. Здесь кварциты прослеживаются в северо-восточном направлении на 3км, при ширине 1-1,5км.

В целом, покров вторичных кварцитов на плане имеет прерывистый серповидный вид, общей площадью более 35кв.км. Наибольшие расширения покрова приурочены к рогалинам серпа. Серповидный покров вторичных кварцитов отчетливо делится на северную и южную рогалины. Северная рогалина охватывает бассейн р.р. Амбариджур, Сусулджур, Вардадзор и левый склон р. Каварт, занимая площадь около 28кв.км, причем 52% занимаемой площади представлены вторичными кварцитами, возникшими за счет вулканитов, а 42% – за счет интрузивных пород. Вторичные кварциты южной рогалины, охватывающие бассейн среднего течения р.Хачингет, образовались исключительно за счет батских вулканогенно-осадочных отложений. Здесь, в пределах краевой фации Цахкашен-Кавартского интрузива, вторичные кварциты не наблюдаются. Южная рогалина состоит из двух ветвей: северо-западной и южной, т.к. обрывается несогласным залеганием верхней юры на батские отложения (рис. 2.5, пр.1).

В настоящее время, с учетом результатов наших исследований, наиболее детально изучены вторичные кварциты района с.с. Кусапат, Цахкашен, Варданадзор, Чанкатаг, Сардарашен (Вагван) и в бассейне р. Думигет.

В районе с. Кусапат выделяются вторичные кварциты серицитовой (слюдистой), серицит-цоизитовой и кальцит-цоизитовой фаций. Они в значительной степени заохрены и часто переходят в лимонит, вследствие интенсивного развития процессов окисления сульфидов. Во вторичных кварцитах установлены кварц, серицит, цоизит, эпидот, хлорит, кальцит, гипс, каолинит, алунит, магнетит, пирит, халькопирит, гематит, лимонит, малахит, азурит.

Редко встречаются андалузит, апатит, сфен, титанит, пирротин, борнит, халькозин, куприт. Среди измененных первичных пород выделяются кварцсодержащие и бескварцевые образования. Измененные породы, сохранившие реликты первичной структуры и состава – порфириды, туфы и др. – описываются как окварцованные.

Во всех фациях вторичных кварцитов важную роль играет кварц. Его содержание колеблется в пределах 65-90%. Многолетними исследованиями установлено несколько генераций кварца. **Кварц первой генерации** – это “реликтовый” кварц. Он остался от материнских гранодиорит-порфиров, кварцевых диоритов и их порфировидных разновидностей, жильных кварц-диоритовых порфиров и аналогичных интрузивных образований. Кварц первой генерации полностью отсутствует в тех вторичных кварцитах, которые образовались за счет вулканогенно-осадочного комплекса юрских отложений. **Кварц второй генерации** является привнесенным продуктом гидротермальных процессов интрузивного комплекса или образовался вследствие внутримолекулярной перегруппировки изменен-

ных минералов. Кварц второй генерации сопровождается сульфидами. **Кварц третьей генерации** является продуктом гипергенеза, характеризующегося процессами интенсивного окисления и выщелачивания сульфидов. Характерно образование друз в пустотах выщелачивания и другие натечные формы, присущие зоне выщелачивания. Нельзя согласиться с ошибочным мнением прежних исследователей о том, что кварц третьей генерации “это продукт позднейшей фазы гидротермальной деятельности, обусловившей уже разложение и выщелачивание сульфидов” (Геология Азербайджана. 1952). Нам представляется, что здесь понятия гидротермальное и гипергенное смешиваются. Они имеют принципиальные различия и их роль в распределении полезных компонентов различна, в частности, при распределении Au, Ag, Cu, Mo и других металлов.

В покрове вторичных кварцитов часто встречаются бескварцевые фации: каолин-серицит-лимонитовые, каолин-лимонитовые (охра), а также серицитовые и каолин-цоизитовые породы с небольшим количеством кальцита.

В пределах южной части НКР, в районе селения Зардарашен (с. Вагван) и бассейна р. Думигет, выделяются 3 фации вторичных кварцитов в различных ассоциациях минералов: вторичные кварциты (резко преобладают), хлорит-серицит-эпидотовые и каолин-серицитовые породы. Все они являются продуктами переработки плагиоклазовых, авгит-плагиоклазовых и частично кварцевых порфириров среднеюрской вулканогенной толщи, т.е. здесь исходных интрузивных пород не наблюдается.

Интересно отметить, что серицит-цоизитовые и кальцит-цоизитовые разновидности вторичных кварцитов А.Н. Соловкин (1952) относит к рудным фациям, одновременно подчеркивая, что “во всех типах вторичных кварцитов отмечены сульфиды, а равно и магнетит”.

Таким образом, на северном, западном и южном обрамлении Цахкашен-Кавартского интрузива выделяется серповидный покров вторичных кварцитов, общей площадью 35 кв. км. Наибольшие расширения покрова наблюдаются в пределах северной и южной рогалин. Покров вторичных кварцитов состоит из экзокварцитов, образовавшихся за счет юрских (батских) вулканогенно-осадочных пород, и эндокварцитов, образовавшихся за счет пород краевой части интрузива. Покров, в пределах северной части серпа, состоит из эндо- и экзокварцитов, а южная часть – исключительно из экзокварцитов. По мнению азербайджанских геологов, в южной части НКР “процесс образования вторичных кварцитов, помимо перегруппировки молекул в объектах метаморфизма – порфириров, потребовал привноса значительных количеств кремнекислоты из застывших интрузий”, в то время, как для вторичных кварцитов “северной части Нагорного Карабаха кварцсодержащие породы, как исходный материал, играют важную роль” (Геология СССР. Т. 47, 1972). На планах покровов вторичных кварцитов имеет резко асимметричное строение, т.к. на восточном обрамлении интрузива вулканогенно-осадочные отложения юры не обнажаются (повидимому, они выклиниваются или, сильно сокращенные в мощности, круто погружаются по разлому или ступенчато под Южнокуруинскую впадину). На разрезах покров прослеживается от нескольких десятков до 100 и более метров.

### **Глава 3. РУДОНОСНОСТЬ ВАРДАДЗОРСКОГО ВУЛКАННО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО СООРУЖЕНИЯ**

Вардадзорское вулканно-плутоническое сооружение, сложенное комплексом вулканогенно-осадочных, интрузивных и метасоматических образований, с точки зрения рудоносности имеет важное значение, т.к. в его пределах опоискованы и разведаны месторождения золоторудной, золотосульфидной и золотополиметаллической формаций. Следует отметить, что каждый из выделенных комплексов характеризуется определенной рудной формацией, морфологическим типом и масштабами оруденения. Кроме того, у нас имеются предположения, которые высказывали и азербайджанские геологи (Баширов, 1983), об относительно более древнем (добатском) возрасте оруденения в пределах комплекса вулканогенно-осадочных пород, не отрицая факт воздействия Цахкашен-Кавартского интрузива на комплекс вулканитов с образованием серий дайковых пород и жильных рудных тел.

#### **3.1. Рудоносность комплекса вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений**

Вулканогенно-осадочный комплекс характеризуется преимущественно рудами золотополиметаллической (золотосульфидной) формации. Наиболее крупными представителями этого комплекса являются Мехманинское месторождение, Амбариджурское и Кавартское рудопоявления. Опоискованы небольшие рудопоявления: Сампасское, Чонминское, Данасарское Арчасарское и Карамартское. Последние характеризуются оруденением преимущественно золотоколчеданного типа.

Следует отметить, что наиболее крупные месторождения и проявления комплекса вулканогенно-осадочных пород локализованы в пределах крупных структур северо-восточного простирания: Мехмана-Кусапатской – на северо-западе и Арегуни-Кавартской – на юго-востоке, а в промежутке между ними, в треугольнике Мехмана-Вардадзор-Каварт, чаще преобладают структуры северо-западного простирания, к которым приурочены золотоносные медно-гематитовые руды (Сампас, Арчасар и др.). Месторождения и рудопоявления этого комплекса представлены маломощными жилами и имеют небольшие ресурсы, т.е. они классифицируются как мелкие с небольшим потенциалом. Наибольший интерес представляет Мехманинское золотополиметаллическое месторождение как дополнительная сырьевая база Дрмбонской горно-обогачительной фабрики.

В последнее время на Мехманинском месторождении (горизонт штольни 22) фирмой “Валекс” проводилась разработка опытного блока, с целью уточнения возможной технологии эффективной отработки маломощных жил без больших потерь.

Наблюдается отчетливо выраженная горизонтальная зональность распределения оруденения. Вдоль западного и северного бортов вулканно-плутонического сооружения (зона Мехманинского разлома, район с.Кусапат), т.е. на его периферии, наблюдается золотополиметаллическое оруденение, постепенно переходящее к востоку в золотоносное, цинковое, медно-цинковое и медно-пиритовое жильное оруденение. В зоне Вардадзорского разлома и по северной периферии Цахкашен-Кавартского интрузива, т.е. в зоне экзокварцитов, наблюдается прожилково-вкрапленное (штокверковое) золотомедно-колчеданное оруденение.

Таким образом, в пределах комплекса вулканогенно-осадочных пород юры выделяются два морфологических типа оруденения: 1 – жильный тип золотополиметаллического оруденения и 2 – штокверковый тип золотомедно-колчеданного оруденения в экзоконтактной зоне Цахкашен-Кавартского интрузива (экзокварциты покрова вторичных кварцитов). Второй тип оруденения нами рассматривается в составе формации “покровных вторичных кварцитов” вместе с оруденелыми эндокварцитами интрузивного комплекса.

**Мехманинское месторождение**, площадью около  $10\text{км}^2$ , охватывает западный и восточный склоны Сампасского хребта у с.Мехмана. Оно расположено в вулканогенно-осадочных образованиях батского возраста, представленных андезитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоаргиллитами. Эти отложения слагают пологую антиклинальную складку. В пределах месторождения известно около 30 рудных кварцевых и кварцкарбонатных жил. Минеральный состав их довольно простой: галенит, сфалерит, халькопирит, редко – теннантит, борнит, халькозин, магнетит (рис. 3.1, пр.2). Наблюдаются раздувы и пережимы, вплоть до тонких шнурков, по простиранию рудных тел, что обуславливает четковидную форму залегания маломощных рудных тел мощностью 0,15-1,0 и редко 1,5м. Мощность жил и жильных зон по простиранию и падению – переменная. 14 жил детально разведаны и представляют промышленный интерес. Рудные жилы значительно смещены пострудными сбросо-сдвигами, имеющими различное падение при северо-восточном простирании. Наиболее перспективными являются Кургушун-Цакер, “А”, “Б”, “Г”, Спиридоновская и Дмитриевская жилы. Основные запасы подсчитаны по трем главным жилам: Кургушун-Цакер, “Б” и Спиридоновская. Запасы их утверждены ГКЗ СССР (пр.№2821 от 24 сентября 1959г.). Общие запасы руд составляют 1018 тыс. т, при содержании свинца 3,8-5,9%, цинка – 2,2-5,8%, золота – 0,5-2г/т, серебра – 5-20г/т и меди – 0,5-1%. В рудах установлен Cd. Протяженность жил колеблется в широких пределах – от 1000 до 1500м, средняя мощность варьирует от 0,4 до 0,85м. Потенциальные перспективы на флангах и глубоких горизонтах рудного поля связываются с линейно вытянутой полосой северо-восточного простирания, с осевым разломом крутого падения на северо-запад. В рудах преобладают галенит и сфалерит. Подчиненное значение имеют пирит и халькопирит, сравнительно редко встречаются теннантит, борнит и халькозин. Нерудные минералы представлены кальцитом и кварцем, составляющими главную часть жильной массы, редко встречаются доломит и сидерит.

*Галенит* является преобладающим сульфидом. Он образует ксеноморфные выделения в интерстициях зерен кварца и карбоната. Размеры зерен до 5-7мм. В полях галенита отмечаются включения пирита, халькопирита и сфалерита. *Пирит* наблюдается в интерстициях кристаллов кварца, образует петельчатые структуры. Размеры зерен до 1-2мм, крупные агрегаты пирита катаклазированы, грани разъедены, зазубрены. *Сфалерит* отмечается в меньших количествах, в виде ксеноморфных выделений размерами до 0,3мм, часто содержит тонкие прожилки и вкрапленники галенита, который образует также каемки вокруг зерен сфалерита. *Халькопирит* встречается в малых количествах, в виде редких вкрапленников в галените размерами до 0,2мм и тонких, прерывистых каемок по контакту галенита с нерудными минералами.

В зоне окисления наблюдаются лимонит, церуссит, англезит, малахит и азурит. В кварц-кальцитовой массе галенит и сфалерит образуют тонкие полоски (ленты) сплошной массивной руды и гнезда рассеянной вкрапленности. Околорудные изменения представле-

ны окварцеванием, кальцитизацией, серицитизацией, каолинизацией и частично хлоритизацией. Как правило, околорудные изменения наблюдаются на расстоянии 1-2м и реже 4-5м от зальбандов жил.

Мехманинское месторождение относится к средне- и низкотемпературным образованиям, генетически связанным с интрузивным комплексом (Азизбеков и др., 1962).

**Амбариджурское рудопроявление** локализуется в батских вулканогенно-осадочных отложениях. Опоискованы 6 кварц-карбонатных жил с неравномерным распределением пирита, халькопирита, сфалерита, галенита. Жилы сопровождаются полосой окварцевания, лимонитизации (рис. 3.2, пр. 2).

Мощность жил небольшая – в пределах 0,1-0,2м и прослеживается до 100-200м. Простираение рудных жил север-северо-западное, преимущественно северо-западное, с падением на северо-запад и юго-восток под углами 40-80<sup>0</sup>. Кроме того, выделяются также жильные зоны, мощностью до 7м (карьер-1, карьер-2). Жильные зоны брекчированы и контактируют с кварцевыми жилами мощностью до 0,4м и диоритовыми дайками мощностью до 20см. Жильные зоны интенсивно раздроблены, малахитизированы, ожелезнены. По данным З. Мамедова и Г. Зульфугарова (1987), прогнозные ресурсы участка оцениваются: золото – 262кг, при содержаниях 2,6-8,7г/т, серебро – 4500кг, при содержаниях 4,9-11,3г/т, в то же время Н.А. Исмаилов (1983) прогнозные запасы золота оценивает в 5,5т, серебра – 13,6т, меди – 8000т, цинка – 1100т, свинца – 253т. Содержание меди в рудах переменное и доходит до 0,7%. По данным наших аналитических исследований, в рудах из карьера-1 и карьера-2 содержание меди колеблется в пределах 0,1-0,75%, золота – 0,25-10г/т и более, а серебра – до 22г/т.

**Кавартское рудопроявление.** Здесь опоисковано около 30 кварц-карбонатных и кварцевых жил и жильных зон в батских вулканогенно-осадочных отложениях. Батские отложения условно делятся на два горизонта: нижний и верхний. Нижний горизонт представлен агломератовыми туфами андезитобазальтов с прослойками туфоконгломератов и туфопесчаников, а верхний горизонт представлен чередованием прослоек и пачек туфопесчаников, туфогравелитов и туфоалевролитов андезитового состава. Кавартское рудопроявление также приурочено к системе тектонических нарушений северо-восточного простирания. По данным Т.Г. Баширова (1983), разрывные структуры, рудные зоны и жилы, не доходя до Вардадзорского разлома, затухают и кулисообразно смещаются, хотя и он считает, что существует парагенетическая связь между оруденением, дайками и малыми интрузиями. Кроме того, рудные жилы и батские отложения секутся дайками диоритовых порфиритов. Дайки имеют диоритовый, кварц-диоритовый, диорит-порфиритовый и кварц-диорит-порфиритовый состав. Эти данные “подтверждают”, возможно, более древний возраст оруденения в комплексе вулканитов. Часто дайки разветвляются и в целом имеют также северо-западное падение при переменной мощности 2-10м, иногда до 15-20м. Протяженность даек 1-3км. Простираение даек северо-восточное, с падением на северо-запад под углами 50-65<sup>0</sup>, а падение жил и жильных зон – сравнительно пологое, при том же простирании. В центральной части рудопроявления установлено пластообразное тело андезитового порфирита, которое сечется пострудной дайкой диоритового порфирита. В большинстве случаев кварцево-рудные жилы сопровождаются пострудными дайками диоритовых порфиритов. Протяженность жил и жильных зон до 200-300м, при мощности 0,2-5м, иногда до 10 и более метров. По жильным зонам наблюдаются процессы лимонитизации, окварцевания, а в отдельных случаях вдоль разрывных нарушений и

гематитизации. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, борнитом, сфалеритом, галенитом, а также продуктами окисления медных минералов – малахитом, азуритом, купритом, теноритом, халькозином, ковеллином, гидроокислами железа и лимонитом (рис. 3.3, пр.2). В рудах установлено наличие золота до 5г/т, в отдельных случаях – 9,17г/т, серебра – 3,4–96,4г/т, меди – 0,2–3,6%, а в отдельных жилах – 9–12%. Кварцево-рудные жилы, прожилки и минерализованные зоны в пространстве размещены компактно на расстоянии от 5–10 до 100м и как бы образуют единое рудное тело северо-восточного простирания с падением на северо-запад.

**Арчасарское и Сампасское рудопроявления** расположены в глубокой эрозионной ложине р.Вардадзор. Морфологически рудные тела этих участков представлены жилами. Жилы обычно приурочены к системам трещин северо-западного направления и характеризуются крутыми падениями (70–80°). Наиболее интересна основная жила Арчасарского рудопроявления. Она вскрыта тремя горизонтами горных работ, высота этажа – 10, 40 и 50м. Для верхнего горизонта характерны медь и цинксодержащие сульфиды. Они преобладают над пиритом. В нижнем горизонте 75% рудного минерала приходится на долю гематита, при этом количественно-минералогический состав жилы следующий: гематит – 70–75%, пирит – 5–6%, халькопирит – до 1%, жильный кварц – до 20%. Пирит идиоморфный, халькопирит встречается в виде мелкой вкрапленности. Гематит представлен в виде блестящих листоватых агрегатов. Руды более высоких горизонтов носят иной характер. Структура руд среднего горизонта зернистая. Устанавливается следующий порядок выделения рудных минералов: пирит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, золото, галенит, вторичный пирит. Из вторичных минералов чаще встречаются ковеллин и лимонит. Пирит встречается в виде отдельных зерен, иногда в этих зернах наблюдаются агрегаты халькопирита и жильного минерала. Золото наблюдается в халькопирите мелкими зернами, в рассеянном виде. В верхних горизонтах количество халькопирита увеличивается за счет пирита (Соловкин, 1938).

Характерным примером медно-цинковых руд является основная жила Сампасского рудопроявления. Минеральный состав жильного выполнения следующий: сфалерит – 50–70%, халькопирит – 2–3%, пирит – 1–2%, жильный минерал – 20–25%.

Кроме жильного кварца, встречается также кальцит. Вторичные минералы представлены малахитом, азуритом, лимонитом.

Таким образом, устанавливается четкая вертикальная зональность – снизу вверх: гематит-пиритовая, пирит-халькопиритовая, халькопирит-сфалеритовая. По мнению А.Н. Соловкина, в большинстве случаев от эрозии уцелели исключительно самые нижние зоны гематит-пиритового оруденения, что резко ограничивает перспективы этих рудопроявлений.

### 3.2. Рудоносность комплекса интрузивных пород

Цахкашен-Кавартский интрузивный комплекс сыграл важную роль в формировании оруденения в пределах Мехманинского рудного района и, в частности, в пределах Вардадзор-Чанкатагского рудного поля. В пределах интрузивного комплекса, на данной стадии изученности, выделяются два типа руд: 1 – золотосодержащие медно-колчеданные руды штокверкового типа, локализованные в пределах эндокварцитов (покровов вторичных кварцитов) и 2 – золото-медно (-молибденовое) оруденение порфирирового типа, пред-

ставленное сульфидными рудами и локализованное в краевых фациях порфировидных гранодиоритов и кварцевых диоритов главного интрузивного массива. Как уже было отмечено, рудоносность эндокварцитов покрова вторичных кварцитов будет рассмотрена при описании рудоносности покрова вторичных кварцитов.

Рудоносность главного интрузивного массива изучена сравнительно слабо. В междуречье р.р. Каварт и Хачингет в пределах интрузивного массива выявлены золотосульфидные (золотомедные) рудопроявления, которые с практической точки зрения малоперспективны. Интрузивный комплекс, в особенности краевые фации, представляют интерес на медно-молибденовое оруденение до глубины 250-300 и более метров. Следует отметить, что содержания молибдена редко превышают первые тысячные доли процента, однако с глубиной наблюдается их увеличение до первых сотен долей процента. Материал буровых скважин Цахкашенского и Воскесарского рудопоявлений показывает, что золотомедное оруденение прослеживается до глубины 180м, причем наибольшие концентрации полезных компонентов устанавливаются в пределах покрова вторичных кварцитов (рис. 3.4-3.5, пр.2). Ниже покрова вторичных кварцитов оконтуриваются сплошные интервалы золотомедного оруденения с содержанием золота 1-2г/т и меди – 0,3-0,8%.

На отдельных интервалах соотношение оруденения золота и меди резко меняется, а молибдена остается почти постоянным. Мы допускаем, что ниже покрова вторичных кварцитов, характеризующихся золотомедным оруденением, располагается второй этаж золотосульфидных руд, характерных для месторождений меднопорфировой формации. Приведенная характеристика оруденения, с учетом состава интрузивного комплекса, дает нам основание отнести оруденение Цахкашен-Кавартского интрузива к меднопорфировому типу “диоритовой” модели В.Ф. Холлистера, в отличие от типичных меднопорфировых месторождений “монзонитовой” модели (Каджаран и др.). Отметим, что впервые оруденение Цахкашен-Кавартского интрузивного комплекса классифицировалось как меднопорфировое Т.Г. Башировым (1983), с той лишь разницей, что вкуче рассматривались покров метасоматитов и сульфидные руды и не указывался тип модели. Месторождения “диоритовой” модели характеризуются низкими содержаниями молибдена, но более обогащены золотом, при этом считается, что возраст “диоритовых” месторождений более ранний (ранняя юра-нижний мел), чем “монзонитовые” (средняя юра-олигоцен). К “диоритовой” модели, по данным Р.Л. Мелконяна (1989), относится также Техутское медно-молибденовое месторождение. Таким образом, оруденение интрузивного комплекса мы относим к золото-меднопорфировому типу, связанному с гранитоидным интрузивом, т.е. в составе Вардадзорского вулканно-плутонического сооружения выделяется рудно-магматическая постройка в виде золото-меднопорфирового месторождения в гранитоидах. Этот вывод, основанный на конкретном фактическом материале, хорошо корреспондируется с данными крупнейшего специалиста по меднопорфировым системам А.И. Кривцова, который меднопорфировые месторождения рассматривает в качестве представителей промышленного типа прожилково-вкрапленного (штокверкового) золотомедного, медно-молибденового оруденения, связанного с определенными вулканно-плутоническими сооружениями гранитоидного типа в андезитовых (и базальтовых) вулканических поясах. Золото-меднопорфировые и собственно меднопорфировые (безмолибденовые) месторождения известны только в островодужных комплексах, где они находятся в тесной пространственно-временной связи с вулканно-плутоническими сооружениями (ассоциациями по А.И. Кривцо-

ву), которые сложены андезитобазальтовыми вулканогенными и плагиогранитовыми (гранитоидными) плутогенными формациями (Кривцов, 1983).

Р.Силлитое (1973) выдвинул положение о принадлежности штоков порфирировых пород, несущих рудную минерализацию, к средним и нижним частям весьма значительных по размаху магматогенно-рудных (меднопорфирировых систем). Это положение получило дальнейшее развитие в работах советских и зарубежных геологов. В настоящее время к меднопорфирировым месторождениям принято относить скопления вкрапленных, прожилково-вкрапленных и прожилковых руд медного и медно-молибденового состава, ассоциирующих с порфирировыми гранитоидами (Кривцов и др., 1986). Выделяются 10 известных признаков меднопорфирировых месторождений, которые позволяют отличать эти объекты от других “эндогенных рудообразований” (Павлова, 1978). К ним, в первую очередь, относятся:

- прожилково-вкрапленный штокверковый характер минерализации;
- устойчивый состав главных минералов (пирит, магнетит, халькопирит, молибденит, энаргит и др.);
- относительно низкие содержания меди и молибдена при сравнительно постоянном их соотношении;
- пространственная связь оруденения с порфирировыми интрузиями – гранодиорит-порфирами, кварцевыми монзонит-порфирами, кварцевыми порфирами, диоритовыми порфиритами;
- большие запасы месторождений, обеспечивающие добычу руды в крупных масштабах открытым способом;
- приуроченность минерализации или непосредственно к порфирировым интрузиям или к вмещающим их породам близлежащих экзоконтактных зон – вулканогенным, интрузивным, метаморфическим;
- развитие оруденения в зонах широко проявленных гидротермально измененных пород, представленных серицит-кварцитовыми, биотит-калишпатовыми, аргиллизитовыми и пропилитовыми фациями метасоматитов.

Большинство исследователей допускают многократное (например, В.А. Перваго, 1978, 1983, допускает 3-кратное) проявление меднопорфирировой минерализации на разных этапах геотектонического развития складчатой области и относят эти месторождения к зонам андезитового вулканизма и сопряженного с ним гранитоидного магматизма.

На многих меднопорфирировых месторождениях развиты мощные зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения, определяющие в ряде случаев промышленную ценность месторождений, делающие их рентабельными для эксплуатации (Чукикамата, Коунрад, Сант-Мануэль, Силвер-Белл и др.). И.Г. Павлова выделяет обычно 4 подзоны в зоне гипергенеза: окисления, выщелачивания, вторичного сульфидного обогащения и первичных руд (Павлова, 1978). Однако, в отдельных случаях (Коунрад), приводится совместное описание сульфидных руд со вторично обогащенными сульфидными рудами.

### 3.3. Рудоносность покрова вторичных кварцитов

Во всех существующих моделях меднопорфирировых систем вообще и меднопорфирировых месторождений гранитоидного типа в частности в качестве составных элементов выделяются “зоны гидротермально-метасоматических изменений”, представлен-

ных серицитовыми, серицит-кварцитовыми, биотит-калийшпатовыми, аргиллизитовыми и пропиловыми фациями (преимущественно вторичными кварцитами). Вмещающие их материнские (первичные) породы могут быть представлены вулканогенно-осадочными, интрузивными или метасоматически измененными породами. Эти метасоматиты (вторичные кварциты) в виде “шапки-ушанки” окаймляют апикальное приповерхностное экзо-эндоконтактовое обрамление гранитоидной интрузии и характеризуются интенсивным развитием процессов окисления, выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения. Оруденение представлено золотомедно-колчеданным типом. Метасоматиты образуют не зоны, а скорее надинтрузивные покровы (надкровельные). Формирование оруденения покрова метасоматитов обусловлено не только формационной принадлежностью месторождения, но и климатическими, морфологическими, гидрогеологическими, структурными, литологическими и рядом других факторов, в особенности уровнем эрозионного среза, уровнем грунтовых вод и др. Фактически, промышленное оруденение в покровах вторичных кварцитов большей частью обусловлено экзогенными факторами, в результате которых процессы гипергенеза и супергенеза получают широкое развитие, вызывая растворение и миграцию золота, меди и других полезных компонентов. Минералогические особенности покрова вторичных кварцитов обусловлены наличием зоны окисления и зоны вторичного сульфидного обогащения, поэтому рудная минералогия покрова вторичных кварцитов резко отличается от относительно простой минералогии сульфидных руд. Здесь зоны минерализации образуют почти горизонтальные прослои, обусловленные уровнем грунтовых вод, интенсивностью эрозии и количеством (доступом) свободного кислорода. Принципиально различны и технологические схемы добычи и переработки руд. Мощность покрова вторичных кварцитов варьирует в пределах нескольких десятков метров, редко 100, более реже—свыше 100м и выклинивается с глубиной, в то время как размах массивного сульфидного оруденения исчисляется сотнями метров, а иногда доходит до 5-7км.

Исходя из вышеизложенного, считаем целесообразным надинтрузивный (надкровельный) покров вторичных кварцитов выделить в самостоятельную формацию руд – **золотосодержащие покровы вторичных кварцитов**.

В пределах покрова вторичных кварцитов опойскаваны, а местами и крайне слабо разведаны отдельные участки известных рудопроявлений и месторождений. Это в первую очередь относится к Цахкашенскому месторождению, Воскесарскому и Чанкатагскому рудопроявлениям (рис. 3.4-3.6, пр.2).

Следует учесть, что поисково-оценочные работы проводились в целом на конкретном участке без выделения покрова вторичных кварцитов и сульфидных руд.

Поэтому в отдельных случаях поиски молибденового оруденения проводились в покровных кварцитах и сильно искажали фактическую металлоносность как покрова, так и сульфидных руд. В специальном отчете “Составление проекта дальнейших геологических исследований в пределах Цахкашенского, Воскесарского и Тракетского рудопроявлений” (в 3-х томах) рассматриваются геолого-структурные, минералого-петрографические, петрофизические особенности руд и пород наиболее известных рудопроявлений (месторождений) и сделана попытка четкого отделения покрова вторичных кварцитов от сульфидных руд. При этом охарактеризованы зона окисления, выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения. Там, где возможно, проведена четкая граница зон минералообразования. Обычно в зоне окисления мы выделяем подзону азрации (просачивания) с “железной шляпой” и зону выщелачивания (насыщения или истечения). В зарубежной литера-

туре верхняя часть зоны окисления выделяется как зона “кэпинга”, а нижняя зона – в качестве зоны “медной зелени”.

При выделении особенностей меднопорфировых месторождений И.Г. Павлова (1978) во многих случаях первичные сульфидные руды и сульфидные руды вторичного обогащения рассматриваются вместе (Коунрад и др.), хотя генетически, и по типам руд, и по содержанию меди это совершенно разные руды.

Особенности металлоносности как вторичных кварцитов, так и сульфидных руд в пределах отдельных участков и рудопроявлений приводятся в вышеуказанной работе, и поэтому здесь мы их не рассматриваем. В настоящей работе приводится общая характеристика покрова вторичных кварцитов в пределах Вардадзор-Чанкатагского рудного поля.

### 3.3.1. Цахкашенское рудопроявление

Район Цахкашенского рудопроявления сложен вулканогенно-осадочными отложениями средней и верхней юры, прорванными крупным Цахкашен-Кавартским гранодиоритовым интрузивом. Весь комплекс этих отложений перекрывается на востоке терригенно-карбонатными и терригенно-органогенными отложениями верхнего мела с базальными конгломератами в основании. Маломощные отложения нижнего мела здесь не обнажаются и фиксируются к северу, северо-западу (рис. 3.7-3.11, пр.3).

В структурном отношении район представляет собой грабен-синклиорий, переходящий к востоку, северо-востоку в широкую Мартакертскую синклиналь, а к западу ограничивается зоной Вардадзорского глубинного разлома. Крупный гранодиоритовый интрузив пространственно приурочен к опущенному блоку.

Цахкашенское рудопроявление приурочено к северо-восточному борту этого грабена и располагается в эндо- и экзоконтактах Цахкашен-Кавартского интрузива.

Юрские отложения интенсивно раздроблены, перемяты, гидротермально изменены, превращены в различные фации вторичных кварцитов и представлены монакварцитами, кварц-серицитовыми, кварц-каолиновыми и кварц-хлоритовыми фациями. Следует отметить, что по имеющимся данным вторичные кварциты северной части рудопроявления образованы за счет верхнеюрских липаритодацитовых, дацитовых и андезитодацитовых порфириров и их туфов, а на западе, в районе Вардадзор и Чанкатаг, вторичные кварциты развиваются по туфам и туффитам андезитовых порфириров бата средней юры. В центральной части рудопроявления вторичные кварциты образовались за счет гранодиоритового массива по кварцевым диоритам, гранодиоритам и монцонитам.

Следует отметить, что юрские отложения прорваны многочисленными дайками и дайкообразными телами диоритовых, андезитовых и дацитовых порфириров, имеющих северо-западное простирание (параллельно зоне Вардадзорского разлома и восточному контакту гранодиоритового массива) с крутым падением на северо-восток.

Система северо-западной трещиноватости, в основном вмещающая дайковые и субвулканические тела на краю гранодиоритового интрузива, сечется северо-восточными, менее слабо выраженными, но отчетливо прослеживающимися системами трещиноватости, создающими благоприятные структурные условия для локализации домелового оруденения. Слабо выраженная северо-восточная система тектонических нарушений прослеживается геохимическими и геофизическими аномалиями по ущелью реки Сусулджур

и вместе с Вардадорским глубинным разломом контролирует золотомедное оруденение всего рудного поля.

Проведенные геохимические и геофизические исследования как в пределах Цахкашенского рудопоявления, так и по периферии Цахкашен-Кавартского гранодиоритового массива, выделяют локальные аномальные участки на западе, трассирующие зону Вардадорского глубинного разлома, а на северо-востоке - более обширные и площадные, где Цахкашен-Кавартский интрузив перекрывается верхнемеловыми отложениями, фиксирующими контуры интрузива. На юго-востоке, на правом берегу реки Каварт, крупные зоны гидротермально измененных пород и геофизические, а также геохимические, аномалии не выделяются.

Учитывая пространственное расположение Цахкашенского. Воскесарского. Воскеатского и Кавартского рудопоявлений по западной, северной и восточной перифериям гранодиоритового интрузива, можно предположить, что по всему периметру интрузивного комплекса кольцеобразно располагаются оруденелые покровы вторичных кварцитов, однако их серповидное расположение на юго-восточном фланге не замыкается, т.к. здесь отсутствуют юрские вулканогенно-осадочные отложения, а интрузив перекрывается верхнемеловыми отложениями.

Парагенетически оруденение связывается с Цахкашат-Кавартским гранодиоритовым интрузивом. Постинтрузивные сульфатарно-фумарольные процессы сыграли основную роль в деле метасоматизма юрских вулканогенно-осадочных образований.

Таким образом, это крупное вулканно-плутоническое кольцевое сооружение с гранодиоритовым массивом в ядре и чехлом (покровом) вулканогенно-осадочных отложений имеет серповидный характер распределения покровных вторичных кварцитов с золотомедным оруденением штокверкового типа.

Первоначально в пределах Цахкашенского рудопоявления выделялись 3 крупные северо-западные зоны минерализации протяженностью до 450м, при мощности от 16 до 27м, несущие медно-молибденовое оруденение с низкими содержаниями металлов. В последующем рудопоявление было отнесено к формации медно-молибденовых порфириновых руд, и резко расширены как прогнозные ресурсы, так и перспективы промышленного освоения рудопоявления.

Выше было отмечено, что Цахкашенское рудопоявление относится к "медно (молибденовой)-порфириновой" формации. Считаю необходимым отметить, что классические месторождения медно (молибденовой)-порфириновой формации широко развиты в Армении и они принципиально отличаются. Не вдаваясь в подробности анализа этих различий, отметим лишь, что как Цахкашенское, так и Воскесарское. Чанкатагское и Воскеатское рудопоявление мы рассматриваем как ярких представителей покровных вторичных кварцитов, несущих золотомедное штокверковое оруденение на глубинах до 100м, являясь надинтрузивной шапкой вулканогенно-осадочных отложений среднекислого состава, возникших в условиях благоприятного сочетания геологических, геоморфологических, гидрогеологических и климатических условий. Отнесение Цахкашенского рудопоявления к формации покровных вторичных кварцитов дает нам основание пересмотреть перспективы рудопоявления, с учетом возможной этажности оруденения и обнаружения иного характера оруденения на более глубоких горизонтах.

По данным ранее проведенных исследований, полезными компонентами в рудах Цахкашенского проявления являются медь, молибден, золото и серебро. Содержания этих

компонентов сильно варьируют, и при расчете прогнозных ресурсов до наших исследований учитывались средние содержания: меди – 0,3%, молибдена - 0,005%, золота – 0,1г/т и серебра - 0,75г/т. Для классических месторождений меднопорфирового типа, какими являются месторождения Каджаран, Агарак, Техут, Айгедзор, эти содержания не представляют промышленного интереса, т.к. в отдельных случаях они даже намного ниже хвостовых содержаний обогатительных фабрик.

Формационная принадлежность Цахкашенского рудопоявления, на наш взгляд, определена неправильно. В связи с тем, что нами Цахкашенское рудопоявление отнесено к формации покровных вторичных кварцитов, содержания меди и драгоценных металлов могут представлять промышленный интерес с точки зрения их переработки передовыми комбинированными методами. С учетом этого подхода были проанализированы имеющиеся материалы ранее проведенных исследований до 2004г, а также данные поверхностных горных выработок и буровых скважин, пройденных фирмой “Валекс” за 2004-2005гг. Проведенный анализ показал, что в пределах Цахкашенского проявления отчетливо выделяется зона окисления, а также зона вторичного сульфидного обогащения. На основании полученных данных проведен контур первоочередных геологических исследований с расчетом прогнозных ресурсов по меди и золоту. На конкретном примере показаны перспективы рудопоявления, т.е. вместо выделяемых ранее обогащенных и относительно слабо оруденелых зон, выделяется контур оруденения штокверкового типа с хорошо выраженными прослоями окисленных руд и зоны вторичного сульфидного обогащения. Этот принципиально новый подход дает возможность дать слоистую модель месторождения до глубины 60-100м. Аналитические расчеты показали, что зона окисления не везде четко отбивается и местами сливается с зоной вторичного сульфидного обогащения.

В пределах зоны вторичного сульфидного обогащения дано пространственное распределение меди с выделением обнажающейся и погребенной частей (рис. 3.7. и 3.11, пр.3). Из-за отсутствия данных по золоту распределение дано только для восточного сектора обнажающейся части. Среднее содержание меди в зоне вторичного сульфидного обогащения составляет 1,36%, а золота - 0,3г/т. Распределение меди носит равномерно-закономерный характер и в принципе соответствует распределению золота, что дает основание говорить о золотомедном типе штокверкового оруденения.

### **3.3.1.1. Вещественный состав руд и пород Цахкашенского рудопоявления**

В пределах рудного поля были выявлены каолиновые, каолин-серицитовые и серицитовые фации вторичных кварцитов.

Для **каолиновых кварцитов** характерно наличие реликтовой порфировой структуры с интенсивно измененными вкрапленниками темноцветных минералов, превращенными полностью в гидроокислы железа и тонкозернистый каолин. Основная масса представлена микролитами и лейстами плагиоклаза и рудного минерала. Изменение происходило за счет пироксенового или плагиоклазового андезита.

В контакте зоны оруденения **в каолин-серицитовых вторичных кварцитах** реликтовые вкрапленники плагиоклаза превращены в каолин-серицитовый агрегат. Основная масса также полностью замещена каолином и серицитом. Порода пересекается многочисленными прожилками гематита и гидроокислов железа в сопровождении с кварцем.

В некоторых разновидностях пород установлено наличие остаточного селадонита. В небольшом количестве присутствует хлорит.

**В серицитовых кварцитах**, образующихся за счет риодацитовых или риолитовых порфиоров, реликтовые порфиоровые вкрапленники представлены оплавленными кристаллами кварца, которые погружены в мелкозернистую основную массу, состоящую из серицита, кварца и рудного минерала. Структура основной массы микролепидогранобластовая. На глубине 62 м скважины 3 Цахкашенского рудопроявления серицитовые кварциты интенсивно карбонатизированы, серицитизированы и сосюритизированы (замещены эпидотом и серицитом). Для породы характерно также наличие амфибола, замещенного хлоритом. Некоторые вкрапленники плаггиоклаза замещены серицитом и кальцитом частично. Порода содержит многочисленные включения и прожилки рудного минерала.

Карбонаты имеют большое распространение, но не характерны для вторичных кварцитов и не принадлежат к числу их главных минералов. Возможно, их развитие обусловлено высокой активностью углекислоты в постмагматическом этапе при процессе формирования вторичных кварцитов. Вторичные кварциты часто пересекаются карбонатными прожилками, которые, в свою очередь, пересекают ранее образованные кварцевые прожилки. Следует учесть, что карбонаты являются главными минералами метасоматического ряда березитов, с которыми ассоциирует золотоносное оруденение.

В пределах рудного поля установлены интенсивно измененные, эпидотизированные, карбонатизированные и серицитизированные породы с реликтовой порфиоровой структурой (эпидозит), в которых реликтовые вкрапленники являются продуктами изменения полевых шпатов, вероятно, калиевых, что предполагает наличие глубинных пород в рудном поле наряду с вулканогенными породами.

Рудовмещающие породы рудного поля на поверхности интенсивно окислены, оруденелы и пропитаны гидроокислами железа. В кварцево-рудных прожилках между кристаллами кварца часто наблюдаются радиально-лучистые агрегаты малахита.

В пределах рудного поля руда представлена как сульфидными, так и окисленными разновидностями. Первичная сульфидная разновидность представлена прожилково-вкрапленными пирит-халькопиритовыми рудами, которые на поверхности распространены мало и представлены реликтовыми формами.

Зона окисления развита интенсивно, представлена различными гидроокислами железа и марганца. Она приурочивается к покрову вторичных кварцитов и отдельными язычками проникает до глубины 100 м (Воскесар, горизонт шт. 1). Судя по наличию в рудах вторичных сульфидов меди и их структурно-текстурным взаимоотношениям с первичными пирит-халькопиритовыми рудами, между зонами окисления и первичных сульфидных руд существует зона вторичного сульфидного обогащения, характер и распространение которой пока не изучены полностью.

На поверхности и на глубине оруденение представлено вкрапленностью, а также прожилковидными, гнездообразными выделениями и скоплениями. Основными рудными минералами являются халькопирит, халькозин, малахит, хризоколла, куприт, ковеллин, борнит, самородная медь, самородное золото, гидроокислы железа, бирюза, редко тенорит, особенно на поверхности трещин.

*Халькопирит* наблюдается в различных формах и структурно-текстурных взаимоотношениях с другими рудными минералами. Наиболее распространенными формами его проявления являются гнездообразные скопления в породе, по которым часто развиваются

лимонит совместно с халькозином, ковеллином и борнитом. Халькопирит наблюдается в виде ксеноморфных зерен, часто в интерстициях кристаллов кварца и с включениями его кристаллов. По периферии зерна халькопирита преимущественно затронуты процессом окисления, с образованием каемочных структур лимонита (рис. 3.12, пр.3), а в зоне вторичного сульфидного обогащения - лимонита и халькозина или ковеллина (рис. 3.13, пр.3). Характерны прожилковые структуры замещения халькопирита гидроокислами железа и вторичными сульфидами меди (рис. 3.14, пр.3). В некоторых зернах сохранены лишь реликты халькопирита различных форм и размеров (рис. 3.15, пр.3). В кварце редко наблюдаются вкрапленники халькопирита, не затронутые процессом окисления, хотя в других случаях он интенсивно окислен и носит признаки влияния вторичного сульфидного обогащения.

*Вторичные сульфиды меди* представлены халькозином, ковеллином и борнитом, которые совместно с гидроокислами железа с разной интенсивностью замещают халькопирит, с образованием на нем каемочных структур шириною до 0.02мм. Иногда замещение халькопирита происходит очень интенсивно, в результате чего халькопирит в них остается в виде реликтов (рис. 3.13, пр.3), а иногда еще интенсивнее с полным превращением халькопирита в лимонит и борнит. Взаимоотношение вторичных сульфидов меди и халькопирита свидетельствует о наличии на месторождении зоны вторичного сульфидного обогащения, для определения размеров и глубины которой требуются детальные исследования.

*Куприт* встречается на поверхности в тесной ассоциации с хризоколлой и самородной медью. Образует зернистые массы, гнездовидные образования. Отмечено пересечение выделений куприта прожилками хризоколлы и гидроокислов железа с останцами мелкой вкрапленности пирита (рис. 3.15-3.16 пр.3).

Куприт вместе с хризоколлой развивается также по трещинкам кварца, иногда в виде веерообразных структур. В пористых агрегатах куприт иногда содержит включения самородной меди (аншлиф Цах-2/1). По куприту местами развиваются тенорит и лимонит, которые часто чередуются и встречаются как перифирические окаймления зерен куприта (аншлифы Цах-2/1, Цах-2/2).

*Самородная медь* была отмечена в аншлифах Цах-2/1 и Цах-2/2 в виде разнообразных форм выделений в массе куприта или в сплошных полях куприт-малахитовой ассоциации (рис. 3.16, пр.3). Размеры отдельных выделений и скоплений достигают 0.07-0.1мм.

*Малахит* на поверхности отмечается повсеместно. Является преобладающим медьсодержащим минералом зоны окисления. Почти всегда тесно ассоциирует с гидроокислами железа и марганца и с ними образует натечные колломорфные образования и примазки, развиваясь в основном по поверхностям трещин. В таких участках очень характерна также прожилковидная сеть малахита в породе, а также радиально-лучистые агрегаты в кварцево-рудных прожилках (рис. 3.16-3.17, пр.3). На поверхности малахит ассоциирует также с купритом с частыми включениями самородной меди. Характерны выделения малахита с колломорфно-зональной структурой (рис. 3.23, пр.3). С глубиной общее количество малахита уменьшается и на глубинах 30-3 5м он отмечается в виде отдельных небольших скоплений.

*Хризоколла* ( $\text{CuSiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ). Отмечается весьма своеобразными выделениями в виде корочек, натечных образований вместе с гидроокислами железа голубовато-зеленого цве-

та, в основном на поверхностях трещин. В отдельных изломах хризоколла наблюдается в виде тончайших прожилков, мощностью 0.05-0.1мм или гнездовидных скоплений в породе совместно с гидроокислами железа. Довольно характерна тесная ассоциация с купритом (рис. 3.15, пр.3). При этом хризоколла отмечается зернистыми, сильно пористыми агрегатами.

*Самородное золото* было обнаружено на Цахкашенском рудопоявлении как на поверхности, так и на глубине (скв. 23. гл. 30м). Было отмечено в виде вкрапленников и прожилков в лимоните, в кварце и на контакте лимонита с кварцем (рис. 3.19-3.20, пр.3).

Размеры вкраплений золота колеблются в очень широких пределах - от 0.007 до 0.1-0.12мм. Форма золотинок разнообразная: прямоугольная, треугольная, прожилковидная и в основном обусловлена формами пустот, в которых золотинок отлагались. В расчистке 1 на инт. 77м Цахкашенского рудопоявления по двум аншлифам (аншлифы Цах-1/1 и Цах-1/2) были обнаружены 6 золотинок с размерами не менее 0.015мм и ряд более мелких точечных выделений. На гл. 30м скв. 23 на стыке лимонита и кварца также отмечены мельчайшие золотинок, размерами 0.007мм (аншлифы Цах-11). Все золотинок золотисто-желтого цвета, что свидетельствует об их высокой пробе.

Минералого-петрографическими исследованиями наличие видимого золота было обнаружено также в рудах Воскесарского рудопоявления. Следует отметить, что содержания золота и серебра в рудах имеют большие колебания и по результатам пробирного анализа руды и продуктов металлургических опытов во вторичных кварцитах, образовавшихся за счет вулканогенно-осадочных пород, колеблются от 3.5-16 и до 750г/т, соответственно. Причем, в этих породах их среднее содержание сравнительно высокое. Во вторичных кварцитах, образовавшихся на эндоконтатке интрузии, содержания золота и серебра не имеют больших колебаний, а их среднее содержание относительно низкое и постоянное.

*Пирит* встречается редко, и то в виде реликтов в лимоните (рис. 3.21, пр.3).

*Бирюза* встречается редко и была обнаружена в канаве 21 в виде гнездообразных выделений по краям кварцевых зерен (рис. 3.15, 3.22, пр.3).

*Лимонит* является наиболее распространенным минералом в рудах. Образует натечные формы, примазки от черного до коричневатого-бурого цвета, а также развивается по пириту и халькопириту, замещая их по периферии зерен, часто проникая в них по трещинкам. В относительно крупных гнездообразных скоплениях лимонита, в его центральной части отмечаются сохраненные реликты пирита и халькопирита. Отмечаются участки своеобразных ритмических колломорфных, иногда перистых, тонкожилковых (аншлиф Цах-9) образований, представляющих собой многокомпонентную смесь лимонита и гетита. Вместе с халькозином лимонит образует каемчатые структуры замещения на зернах халькопирита, а также прожилковые структуры в нем. Трещинки кварца почти всегда заполнены прожилковой сетью гидроокислов железа. В зернах лимонита были отмечены включения борнита и самородного золота. В сильно окисленных рудах лимонит повсеместно ассоциирует с малахитом, образуя натечные образования в промежутках агрегатов последнего.

Помимо поверхности, наличие лимонита было отмечено также на нижних горизонтах (скв. 23 на гл. 30м и скв. 3 на гл. 62м). В скв. 23 он образует сплошные агрегаты с очень интересными колломорфно-зональными структурами с редчайшими и мелкими (0.008мм) останцами пирита. В скв. 2 на гл. 62м, где руда окислена частично, лимонит отмечается в небольших

количествах в виде редких неправильных агрегатов и прожилковидных образований по стенкам зерен нерудных минералов.

Таким образом, изученные нами руды являются интенсивно окисленными, лимонитизированными, малахитизированными и затронутыми процессами вторичного сульфидного обогащения золотосодержащими медными рудами.

### 3.3.1.2. Физико-механические параметры рудной массы пород Цахкашенского рудопроявления

Проведено определение физико-механических параметров 38 проб по штучным образцам и кернавому материалу. Изучение физико-механических параметров проведено на кубиках размерами 5x5x5см. Для каждого параметра были изготовлены по 5 кубиков, которые подверглись различным испытаниям. В итоге вычислены среднеарифметические значения: объемная масса, водонасыщение и эффективная пористость (табл. 3.1.).

Таблица 3.1

#### Физико-механические параметры рудной массы Цахкашенского рудопроявления

N/N п/п	Номера проб	Место отбора	Объемная масса, $\rho$ , г/см <sup>3</sup>	Водонасыщение, W, %	Эффективная пористость, n, %
1	2	3	4	5	6
По штучным пробам					
1	Цах-1	Рас. 1, инт. 77м	2,65	1,09	3,39
2	Цах-2	К. 26, инт. 20-21м	2,52	1,45	3,15
3	Цах-3	К. 1	2,58	0,24	0,62
4	Цах-3!	К. 1	2,59	0,22	0,57
5	Цах-4	К. 24, инт. 20-25м	2,20	-	-
6	Цах-6	Рас. 1, инт. 75м	2,44	1,98	4,83
7	Цах-7	Рас. 1, инт. 73-74м	2,25	2,60	5,85
8	Цах-8	Скв. 21, инт. 19-20м	2,28	2,75	6,27
9	Цах-9	Обн. 1, конт.кв.порф.	2,47	2,65	6,45
10	Цах-10	Обн. 1, зона окисл.	2,63	2,87	7,54
11	Цах-11	Скв. 23, инт. 30м	2,60	2,12	5,55
12	Цах-12	Скв. 3, р.т. 23, инт. 62м	2,62	0,49	1,28
13	Цах-13	Дайка диорит-порфиритов	2,37	3,38	8,01
14	Цах-15	Рас. 7	2,48	2,08	5,16
15	Цах-16	Скв. 26	2,44	2,31	5,64
16	Цах-17	Рас. 1	2,57	1,83	4,70
17	Цах-17,	Рас. 1	2,63	0,64	1,68
18	Цах-18	К. 48	2,42	1,88	4,55
19	Цах-20	К: 7	2,42	3,10	7,50
20	Цах-20,	К. 7	2,59	1,13	2,93
21	Цах-21	Скв. 21	2,43	1,90	4,62
<b>Среднее</b>			<b>2,48</b>	<b>1,84</b>	<b>4,51</b>
По геолого-технологическим пробам ТП-1,2,3, 4					
22	ТП1/1	Скважина 26	2,57	0,78	2,00
23	ТП1/1,	Скважина 26	2,58	0,69	1,78
24	ТП1/2	Скважина 26	2,31	1,65	3,81
25	ТП1/2,	Скважина 26	2,53	0,82	2,07
26	ТП1/3	Скважина 26	2,34	1,28	3,00
27	ТП1/3,	Скважина 26	2,33	3,13	7,29
<b>Среднее по ТП-1</b>			<b>2,44</b>	<b>1,39</b>	<b>3,33</b>
28	ТП2/2	Канавы 48	2,43	2,28	5,54
29	ТП2/2,	Канавы 48	2,39	1,98	4,55
<b>Среднее по ТП-2</b>			<b>2,41</b>	<b>2,13</b>	<b>5,05</b>

1	2	3	4	5	6
30	ТПЗ/1	Канавы 7	2,32	2,18	5,06
31	ТПЗ/2	Канавы 7	2,48	1,38	3,42
32	ТПЗ/2,	Канавы 7	2,50	1,10	2,75
33	ТПЗ/3	Канавы 7	2,52	0,98	2,47
34	ТПЗ/3,	Канавы 7	2,61	1,41	3,43
Среднее ТП-3			2,49	1,41	3,43
35	ТП4/1	200м от канавы 7	2,34	2,60	6,08
36	ТП4/1,	200м от канавы 7	2,50	1,13	2,83
37	ТП4/2	200м от канавы 7	2,43	2,00	4,86
38	ТП4/2,	200м от канавы 7	2,42	3,10	7,52
Среднее ТП-4			2,42	2,21	5,32
<b>Среднее</b>			<b>2,44</b>	<b>1,78</b>	<b>4,28</b>
Среднее по штуфным и технологическим пробам			<b>2,46</b>	<b>1,81</b>	<b>4,40</b>

### 3.3.2. Воскесарское рудопроявление

Воскесарский золотомедный участок представлен рудоносной зоной, которая прослеживается по простиранию на 300-350м, шириной 60-80м и глубиной распространения от 50-60 до 100-120м. Рудная зона четко ограничивается хорошо выраженными тектоническими нарушениями, которые, по-видимому, являются поверхностным отражением единого крупного нарушения. Рудная зона падает на северо-восток под углом 60-70°. В контакте рудной зоны обнажаются диоритовые и диорит-порфировые дайки, а в экзоконтакте - небольшие выходы гранодиоритовых интрузивов. Оруденение приурочивается к вторичным кварцитам серицитово-фаци, образующимся за счет вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород средней юры (бат). Последние в лежачем боку рудной зоны представлены как свежими плотными разностями, так и гидротермально измененными, местами лимонитизированными, малахитизированными, умеренно окварцованными породами (рис. 3.24-3.29, пр.4).

Внутреннее строение рудной зоны сложное и мозаичное, со сплошным повсеместным развитием оруденения. Об этом свидетельствуют схемы пространственного распределения золота и меди на поверхности и на гор. 740м (гор. штольни) (рис. 3.26-3.29, пр. 4). Отметим, что с глубиной сохраняется однородность и минерализация с образованием "структуры опальцевания". На поверхности, как и на глубоких горизонтах, (740м) контуры распределения золота и меди совпадают, что предполагает постоянство качества руд и товарной продукции.

Следует отметить, что сульфидные жилы и вкрапленное оруденение в основном приурочиваются к интенсивно трещиноватым зонам и участкам, а особенно к их узлам. Максимальные направления трещиноватости совпадают с простиранием рудной зоны и имеют С-СЗ простирание. Важное значение имеют также субширотные трещинные зоны, которые создают плотную сеть и благоприятные условия для образования прожилкового и прожилково-вкрапленного оруденения (рис. 3.30-3.31, пр. 4).

Основная часть гидротермально измененных пород Воскесарского участка представлена вторичными кварцитами, которые легко отличаются от свежих пород интенсивным ожелезнением и красновато-желтым оттенком, являющимся результатом их пропитанности гидроксидами железа. Эти метасоматиты участка являются результатом изменения андезитов, а также риодацитов и дацитов. Для них характерна реликтовая порфири-

вая структура. Мелкие порфиновые включения представлены кварцем и очень часто характеризуются расплавленными структурами.

В зоне оруденения андезиты превращены в пропилиты хлорит-эпидотовой фации. Пропилиты состоят из хлорита, эпидота, реликтов плагиоклаза, а также новообразованного альбита. При кислотном выщелачивании путем метасоматоза пропилитов образуются кварц и серицит. Риодацитовые порфиры участка изменены слабо. Здесь сохранены включения кварца, амфибола, плагиоклаза, хлоритов. Мелкозернистая основная масса интенсивно окварцована и характеризуется гранобластовой структурой. Межзерновое пространство кварца заполнено рудными минералами.

В пределах Воскесарского участка установлены также интенсивно измененные эпидотизированные, карбонатизированные, серицитизированные породы - эпидозиты, в которых реликтовые вкрапленники являются продуктами калиевых полевых шпатов, что свидетельствует, вероятно, о наличии на глубине интрузива.

В пределах Воскесарского участка зоны окварцования и серицитизации характеризуются интенсивной карбонатизацией с образованием многочисленных карбонатных прожилков. Обычно карбонаты не характерны для вторичных кварцитов и их развитие на Воскесарском участке, вероятно, обусловлено высокой активностью углекислоты при постмагматических процессах. Карбонаты являются одними из основных минералов березитов, с которыми связано золотоносное оруденение.

Морфогенетические особенности зоны оруденения устанавливаются на основании результатов поверхностных горных выработок и серии скважин колонкового бурения, пройденных на восточном фланге участка. Обработка материалов показывает, что на глубину (на продольном разрезе) зона оруденения имеет линзовидную форму, причем на юго-востоке мощность зоны составляет 50-60м, а на северо-западе резко увеличивается, достигая 120-130м. Резкое изменение мощности происходит в районе скважин ВМ-3 и ВМ-8, что, по всей вероятности, обусловлено наличием поперечной тектонической зоны. Подошва рудной зоны фиксируется границей зоны вторичного сульфидного обогащения и сульфидных руд. Рудная зона на плане морфологически представлена полосой северо-западного простиранья, при ширине 65м, и в первом приближении оставляет впечатление вытянутой штанины; единое тело на севере распадается на юго-востоке на два рукава (западный и восточный).

С генетической точки зрения в зоне оруденения отчетливо выделяются зона окисления, зона вторичного сульфидного обогащения, смешанные и первичные сульфидные руды. Зона окисления имеет повсеместное распространение, при мощности в среднем 37м, и характеризуется наличием гидроокислов железа, малахита, самородного золота, серебра и меди, местами скоплениями гематита и магнетита с очень характерной брекчиевой структурой. В отдельных пересечениях наблюдаются сплошные брекчированные линзы магнетита и гематита (рис. 3.32, пр. 4).

Под зоной окисления располагается зона вторичного сульфидного обогащения очень сложного строения и морфологии (рис. 3.33, пр. 4). Часто обрывается, а на северо-западе выражена двумя супергенными ярусами, ограниченными смешанно-сульфидными рудами. Характерный двухъярусный суперген нами наблюдается также на Техутском медно-порфировом месторождении. Зона вторичного сульфидного обогащения представлена вторичными сульфидами меди в виде борнита, ковеллина и халькозина, реликтами халькопирита, а также самородным золотом и серебром. Мощность зоны супергенеза в сред-

нем составляет 17м, однако на отдельных участках наблюдаются пережимы и раздувы. Двухъярусный суперген представлен двумя параллельными ветвями мощностью по 20м (рис. 3.26-3.28, пр. 4).

Зона первичных сульфидных руд залегает под рудоносной зоной и характеризуется низкими содержаниями сульфидов - пирита и халькопирита. Присутствует также самородное золото (рис. 3.34-3.36, пр. 4). По данным скв. 5 и 8, на юго-востоке участка, где скв. 8 не подсекала зону вторичного сульфидного обогащения, ниже этой зоны на 35-40м, в зоне первичных сульфидных руд оконтуривается золотомедная минерализация. Верхние 10-20м сульфидных руд характеризуются наличием массивных пиритовых прожилков, среди которых оконтуриваются участки золотомедной минерализации с жильным типом медно-колчеданного (в основном колчеданного) оруденения.

Считаем нужным отметить, что морфогенетические особенности рудной зоны Воскесарского участка предопределены не только постмагматическими гидротермальными процессами, но и наложенными на них гидрогенными процессами, которые, в принципе, способствовали формированию многоярусной зоны оруденения в пределах покрова вторичных кварцитов.

Морфоструктурные и морфогенетические особенности рудной зоны Воскесарского участка явно свидетельствуют о том, что оруденение является характерным представителем гидроокисно-золотомедной формации IOCG.

По проекту поисково-разведочных работ предусматривался определенный объем буровых и горных работ с целью подсчета запасов участка Воскесар по категории С2. Проектом предусматривалась проходка 4-х скважин, общей глубиной 520 п.м под углом 55°, кроме одной скважины, которая должна была быть задана под углом 75°. Целью проходки этих скважин являлось подсечение оруденелой зоны на глубинах 30-50м от поверхности. Скважины располагались на восточном фланге участка и задавались навстречу рудной зоне, которая падает на В-СВ под углом 65-70°.

Поверхностные горные выработки проектировались с целью вскрытия контактов зоны оруденения, даечных, жильных и интрузивных образований, а также с целью опоискования западного фланга участка.

Фактически пройдено 8 буровых скважин общим объемом 1014 п.м под углом 65-76° и диаметром 76мм. Обычно для золоторудных объектов рекомендуется диаметр >96мм. Скважина 2 не достигла проектной глубины, что не дает возможности оконтурить первый ярус зоны вторичного сульфидного обогащения. К сожалению, проходка дополнительного объема скважин осуществлялась без учета минералого-петрографических и аналитических данных четырех проектных скважин, и поэтому их эффективность низкая (рис. 3.28-3.29, пр.4).

Результаты опробования поверхностных горных выработок неутешительные.

Несмотря на отмеченные отклонения от проекта, результаты поисково-оценочных работ за 2006г вносят существенные дополнения по морфогенетическим и морфоструктурным особенностям рудной зоны, что дает возможность в значительной степени скорректировать наши взгляды как на прогнозные ресурсы золотомедного оруденения, так и на внутреннее строение и вещественный состав зоны оруденения.

### 3.3.2.1. Вещественный состав руд и пород Воскесарского рудопроявления

Выделенные зоны минерализации существенно отличаются друг от друга как петрографическим составом пород, рудной минералогией, так и физико-механическими параметрами, что делает возможным создание петрографической, минерагенной и петрофизической моделей зоны оруденения. Зона окисления при мощности в среднем 37м характеризуется наличием гидроокислов железа и марганца, малахита, азурита, самородного (видимого и дисперсного) золота, серебра и меди, местами скоплениями гематита и магнетита с очень характерной брекчиевой структурой. В отдельных пересечениях наблюдаются сплошные брекчированные линзы магнетита и гематита. Здесь интенсивно развиты эпидотизация и хлоритизация. Это, по-видимому, корневые части зоны инфильтрационного оруденения.

С учетом результатов исследований керна буровых скважин и наземных горных выработок установлено, что рудоносная зона может быть ограничена длиной 250м вместо ранее принимаемой 350м. Кроме того, установлена неоднородность как самой зоны оруденения, так и составляющих ее зон минерализации, что дает нам основание при расчете прогнозных ресурсов использовать коэффициент рудоносности от 0,65 до 0,75. Учитывая стадию исследований, считаем целесообразным использовать нижний порог коэффициента.

Прогнозные ресурсы Воскесарского участка с учетом результатов скважин колонкового бурения составляют (для рудоносной зоны длиной 250м, шириной 65м, глубиной 60м, при объемном весе 2,75т/м<sup>3</sup> и коэффициенте рудоносности 0,65): руда -1,6млн.т, золото - 1,6т, медь - 9,65тыс.т, при среднем содержании золота 1г/т и меди 0.65%.

Средние содержания полезных компонентов приняты по данным поверхностных горных выработок, пройденных за весь период изучения объекта.

Таким образом, в пределах Воскесарского участка отчетливо прослеживается вертикальная зональность оруденения, которая выражена в виде трехслойной модели минералообразования: в зоне окисления - гипергенные руды; в зоне вторичного сульфидного обогащения - супергенные руды, а в сульфидной зоне - первичные гипогенные руды. Часто встречаются смешанные руды. Оруденение представлено штокверковым прожилково-вкрапленным типом, при наличии отдельных маломощных выдержанных жил с кварц-сульфидной сердцевинкой, которые ранее рассматривались как самостоятельные объекты разведки. С востока оруденение ограничивается брекчиевой дайкой. Воскесарский участок является характерным примером железогидроокисной меднозолотой формации ЮСГ.

Установлены серьезные расхождения между минералогическими и аналитическими данными по Au и Cu, так как микроскопическими исследованиями описаны и сфотографированы минералы меди как в сульфидных рудах, так и в зоне вторичного сульфидного обогащения. Однако аналитическими исследованиями содержание меди в этих зонах минералообразования фактически не обнаружено. Достоверность минералогической диагностики сомнений не вызывает. Кроме того, аналогичное несоответствие установлено также по золоту, наличие которого в гипергенных рудах (также в зоне супергенеза и гипогенеза) установлено не только минералогией, но и подтверждается металлургическими опытами с получением корольков золото-серебряного сплава и золота.

Изучение поверхности участка Воскесар проводилось на основании результатов изучения прозрачных и полированных шлифов, а также макроскопически. Несмотря на кажущуюся

щуюся однородность кварцитов, среди них выделяются отдельные разновидности: монокварцит, серицитовый кварцит по риолитам, серицитовый кварцит по пропилигизированным андезитам, серицитовый кварцит по плагиоандезитам, пропилит хлорит-эпидотовой фации по андезитам и их переходные разности.

Вмещающие породы на верхних горизонтах интенсивно измененные, выветрелые, ожелезненные, карбонатизированные. В основном они представлены "обохренным" серицитовым кварцитом очень мелкозернистым и тонкочешуйчатым, местами с реликтовой порфировой структурой по плагиоандезитам и со значительным количеством реликтовых минералов пропилитов. Содержание серицита в нем примерно до 15%. Тонкие изометричные гранобластовые зерна кварца составляют основную массу. Тонкочешуйчатый серицит образует агрегатные псевдоморфозы по фенокристаллам плагиоклаза исходного риолита или риодацита. Некоторые вкрапленники плагиоклаза "окрашены" в желто-бурые цвета вторичных гидроокислов железа. Серицит распределен крайне неравномерно. Образует скопления в некоторых участках породы и агрегатные псевдоморфозы по плагиоклазам. Однако вкрапленники плагиоклаза обычно замещены неполностью. Значительные участки породы представлены исключительно кварцевыми зернами. В основную массу погружены оплавленные фенокристаллы кварца, которые несут в себе мелкие включения магнетита и гидроокислов железа.

Структура породы порфировая. Структура основной массы микрогранобластовая, лепидобластовая. Текстура полосчатая, брекчиевидная.

В большинстве рудные минералы окислены. Минеральный состав: кварц до 75%, серицит до 15%, хлорит до 11%, рудные минералы до 10% (первичные и вторичные).

Монокварцит состоит преимущественно из изометричных зерен кварца. Небольшая кварцевых зерен имеет неправильные очертания и удлиненные формы. Для структуры монокварцита характерны многочисленные жилки вторичных окислов железа.

Перемещенные гидроокислы железа заполняют очень узкие промежутки кварцевых зерен. Создается впечатление, что кварцевые зерна связаны цементом из гидроокислов железа. Тонкие жилки пересекаются друг с другом, образуют как бы решетку, в микропорах которой располагаются кварцевые зерна. Некоторые участки монокварцита содержат сплошные массы гидроокислов железа и марганца.

Структура гранобластовая. Текстура решетчатая, обусловленная пересекающимися тонкими жилками перемещенных гидроокислов железа. Брекчированные кварциты содержат обильную минерализацию пирита, халькопирита, магнетита и массу безрудных кварцевых и карбонатных прожилков, местами порода буквально пропитана окислами и гидроокислами железа (рис. 3.36, пр.4).

Отмечаются образцы буровато-коричневой окраски с ярко-желтыми вкрапленниками и прожилками лимонита и с голубовато-зелеными прожилками и налетами гипергенных минералов меди.

*Лимониты* очень разнообразны: отмечаются их корки, налеты, выполнение пустот и трещин, сплошные скопления, рассеянные выделения в породе, рыхлые охры и дендриты. Лимониты разделяются на два типа: лимониты отложения - перенесенные и отложенные вдали от места своего образования и лимониты замещения, образовавшиеся и отложившиеся тут же на месте. Преобладающими на поверхности являются окрашивающие, пропитывающие и дендритовидные лимониты, приуроченные к плоскости трещин и стенкам пустот в породе. Отмечаются также псевдоморфозы лимонита по пириту. В состав лимонитов

нита входит группа минералов из числа водных окислов железа: лентит, гидрогетит, гидрогематит, лепидокрокит точное описание каждого члена этой группы привести трудно, так как они все связаны взаимопереходами и часто образуют смеси этих минералов.

Отмечаются сплошные поля лимонита с останцами кристаллов *пирита* и с гнездовидными скоплениями *малахита*, окаймляющие вкрапления *халькопирита*. Местами лимонит и малахит образуют сплошные натечные агрегаты с концентрически-зональной, колломорфной структурой. Довольно часто отмечается остаточный халькопирит, размеры зерен которого колеблются от мельчайших до 1.0мм (рис. 3.33, пр.4).

*Золото* представлено тонкими (нитевидными) червевидными образованиями, расположенными в промежутках колломорфных зон лимонита. Размеры золотинок до 0.02мм.

Наблюдаются редкие, но сравнительно крупные кристаллы *магнетита* и *гематита*, почти идиоморфного габитуса. Магнетит слабо *мартитизирован*, с образованием каемчатых и решетчатых структур замещения. На фоне крупных кристаллов магнетита и гематита отмечена также их мелкозернистая вкрапленность.

*Сульфиды* представлены останцами *пирита* и *халькопирита* от замещения лимонитом. Пириты довольно крупные, до 3 мм в кварцевых прожилках, иногда окруженные ореолом гидроокислов железа. Местами выделяются крупные кристаллы *гетита*, представленного двухкомпонентной смесью. Форма кристаллов гетита в основном кубическая – это псевдоморфозы по пириту. Иногда отмечаются агрегаты гидроокислов железа весьма неправильной формы, часто сильно трещиноватые.

Очень редко в виде рассеянной сыпи отмечены кристаллики пирита и единичные зерна халькопирита.

### 3.3.2.2. Физико-механические параметров руд и пород Воскесарского участка

Изучение физико-механических параметров проведено по пробам, отобраным из керна 8 скважин, а также из поверхностных горных выработок.

Из каждой пробы отбиралось по 5 образцов. Изучению подверглись 125 проб.

Определялись следующие физико-механические параметры.

**1. Средняя плотность (объемная масса- $\rho$ )**, определялась способом гидростатического взвешивания и парафинированием образцов.

$$\rho = \frac{m_1}{(m_2 - m_3) - \left(\frac{m_2 - m_1}{\Delta}\right)}, \text{ где}$$

$m_1$  - масса образца в сухом состоянии, г;

$m_2$  - масса парафинированного образца в сухом состоянии, г;

$m_3$  - масса парафинированного образца в воде, г;

$\Delta$  - объемная масса парафина = 0,95г/см<sup>3</sup>.

*Среднее значение объемной массы* по зонам минералообразования в целом по участку составляет:

по зоне окисления - 2.58 г/см<sup>3</sup>,

по зоне вторичного сульфидного обогащения - 2.82 г/см<sup>3</sup>,

по зоне первичных сульфидных руд - 2.85 г/см<sup>3</sup>.

**2. Водонасыщение W (%)**, образец выдерживается в воде 48 часов и определяется по формуле:

$$W = \frac{m - m_1}{m} \times 100, \text{ где}$$

$m$  - масса высушенного образца, г;

$m_1$  - масса образца насыщенного водой, г.

*Среднее значение водонасыщения по зонам минералообразования в целом по участку составляет:*

по зоне окисления - **1.56%**,

по зоне вторичного сульфидного обогащения - **0.58%**,

по зоне первичных сульфидных руд - **0.43%**.

**3. Пористость (общая), %**, определяется отношением значений средней ( $\rho$ ) и истинной ( $\gamma$ ) плотностей:

$$P_{об} = \left(1 - \frac{\rho}{\gamma}\right) \times 100.$$

*Среднее значение эффективной пористости по зонам минералообразования в целом по участку составляет:*

по зоне окисления - **3.75%**,

по зоне вторичного сульфидного обогащения - **1.60%**,

по зоне первичных сульфидных руд - **1.30%**.

В связи с тем, что результаты физико-механических параметров по 8-ми буровым скважинам приводится в главе 4, здесь считаем нужным привести данные по поверхностным горным выработкам (таб. 3.2.).

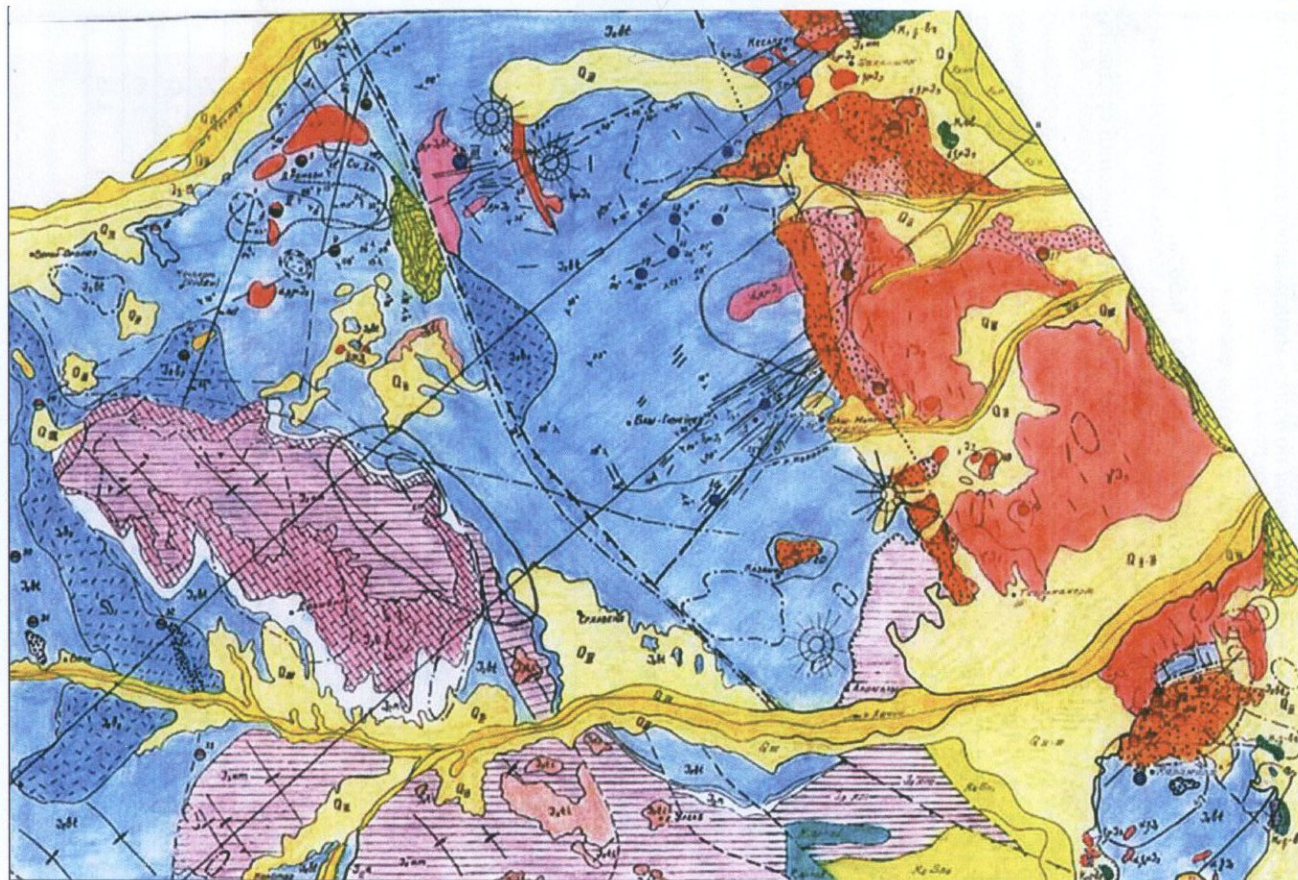
Таблица 3.2

Физико-механические параметры руд и пород  
Воскесарского участка по поверхностным горным выработкам

Номера проб	Место отбора	Объемная масса, $\rho$ , г/см <sup>3</sup>	Водонасыщение, W, %	Эффективная пористость, $P_{об}$ , %
Ерк-к-30-20	Канавы 30, инт.20м	2.65	0.48	1.28
Ерк-к-30-35	Канавы 30, инт.35м	2.61	0.96	2.51
Ерк-к-38-3	Канавы 3Б	2.51	3.71	9.32
Ерк-к-38-13	Канавы 39, инт. 13м	2.93	0.50	1.47
Ерк-к-41-3	Канавы 41	2.81	0.69	1.94
Ерк-кт-1	Точка маркировки 1	2.92	0.32	0.94
Егк-кт-2	Точка маркировки 2	2.85	0.67	1.06
Егк-кт-3 (1)	Точка маркировки 3(1)	2.57	3.77	9.69
Егк-кт-3 (2)	Точка маркировки 3(2)	2.69	1.58	4.25
Ерк-кт-3 <sup>а</sup>	Точка маркировки 3 <sup>б</sup>	2.77	0.94	2.61
Егк-кт-4	Точка маркировки 4	2.70	1.07	2.89
<b>Среднее по поверхности</b>		<b>2.73</b>	<b>1.31</b>	<b>3.45</b>

Рис. 2.1. Схематическая геологическая карта Мехманинского рудного района

Приложение 1 к главе 2



## Условные обозначения

	Современные аллювиальные отложения.
	Средне-верхнечетвертичные делювиально-аллювиальные отложения.
	Верхний мел, нерасчлененный. Органогенные, пелитоморфные, мелоподобные известняки, мергели, аргиллиты с базальным слоем в основании.
	Нижний мел, <i>альб (ант)</i> . Туфопесчаники, туфогенные брекчи, известняки.
	Нижний мел, <i>готерив-баррем</i> . Тонкослоистые, крупнозернистые, органогенно-обломочные, мраморизованные известняки белого цвета.
	Верхняя юра, <i>титон</i> . Известняки кристаллические, местами окремненные.
	Верхняя юра, <i>кимеридж</i> . Туфогенные брекчи, конгломераты, туфогравелиты, туффиты.
	Верхний мел, Оксфорд. Известняки кристаллические, обломочные, песчанистые, окремненные.
	Средняя юра, <i>келловей</i> . Известняки, известковистые туфопесчаники, туфогравелиты, мелкообломочные и туфогенные брекчи, туфоконогломераты.
	Средняя юра, <i>бат</i> . Туфопесчаники, туфогравелиты, туфоальсволиты, туфоконогломераты, мелкообломочные и агломератовые туфы, туфолавы андезитов, андезито-базальтов с малоощными потоками диабазов и дацитов.
	Средняя юра, <i>верхний байос</i> . Риолито-дацитовые порфиры и их туфы.
	Вторичные кварциты, экзокварциты в вулканогенно-осадочной толще бата.
	Вторичные кварциты, эндокварциты в порфировидных гранитоидах.
	Комплекс гранитоидов послесреднеюрского возраста.
	Интузивный комплекс среднеюрского возраста (по данным азербайджанских геологов).
	Дайковые образования; андезито-дацитовые, дацитовые, диоритовые и сиенито-диоритовые порфириты.
	Кварц-сульфидные жилы.
	Тектонические нарушения.
	Контурные вулканических построек.

## Контурные первичных ареолов:

	Цинка
	Меди
	Молибдена
	Свинца
	Контурные геофизических аномалий: <i>Аэромагнитные</i>
	Положительные, 2-6 мз.
	Положительные, 7-11 мз.
	Отрицательные, 2-6 мз.
	Высокие положительные аномалии, соответствующие центрам вулканических извержений. <i>Наземные</i>
	Положительные магнитные.
	Отрицательные магнитные.
	Аномалии потенциала естественного поля.
	Тектонически ослабленные зоны глубинного заложения, по данным магниторазведки.
	Контурные аномалий ВП на разносах АВ/2-150м от 5 до 15.
	Золотомедное штокверковое оруденение во вторичных кварцитах, золото-медно (-молибден) порфиоров в гранитоидах.
	Золото-сульфидное, золото полиметаллическое, золото-медноцинковое оруденение жильного типа.
	Золотомедное, медно-колчеданное оруденение жильного типа, штоки в кварцитах.
	Медно-колчеданное оруденение жильного типа.
	Золото-медно-молибденовое оруденение в гранитоидах.

## СПИСОК МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

1 - Цахкашенское золото-медно(-молибден) порфиоровое, II - Дрмбонское золотомедное, III - Мехманинское золото-полиметаллическое. *Вардазор-Чанкатахское рудное поле*: 1 - Вардазорское (Воскесарское); 2 - Чанкатахское; 3 - Маникское (Арегуни); 4 - Агдаринское; 17 - Бойахмедлинское. *Дрмбонское рудное поле*: 5 - Красная горка; 6 - Северодрмбонское; 7 - Кочокотское; 8 - Западнодрмбонское; 9 - Погосагемерское. *Бассейн р.р. Каварт и Суслуджур*: 10 - Сатпасское; 11 - Чакминское; 12 - Данагюнейское; 13 - Арчисарское; 14 - Амбарилджурское; 15 - Кавартское; 16 - Алагюнейское. *Тигранакертское рудное поле*: 18 - Галайчиларское; 19 - Моларайское. 20 - Казанчинское золото-меднопорфиоровое рудопроявление. *Карамартское рудное поле*: 21 - Дузлубулагское; 22 - Дагдаганское; 23 - Гаяталинское; 24 - Залбулагское; 25 - Чулинское; 26 - Хадырлинское; 27 - Перевальное; 28 - Карамартское. *Ванкское рудное поле*: 29 - Жыльканинское; 30 - Хазиндагское; 31 - Гамзасарское; 32 - Шахмансурское; 33 - Гарнакарское.

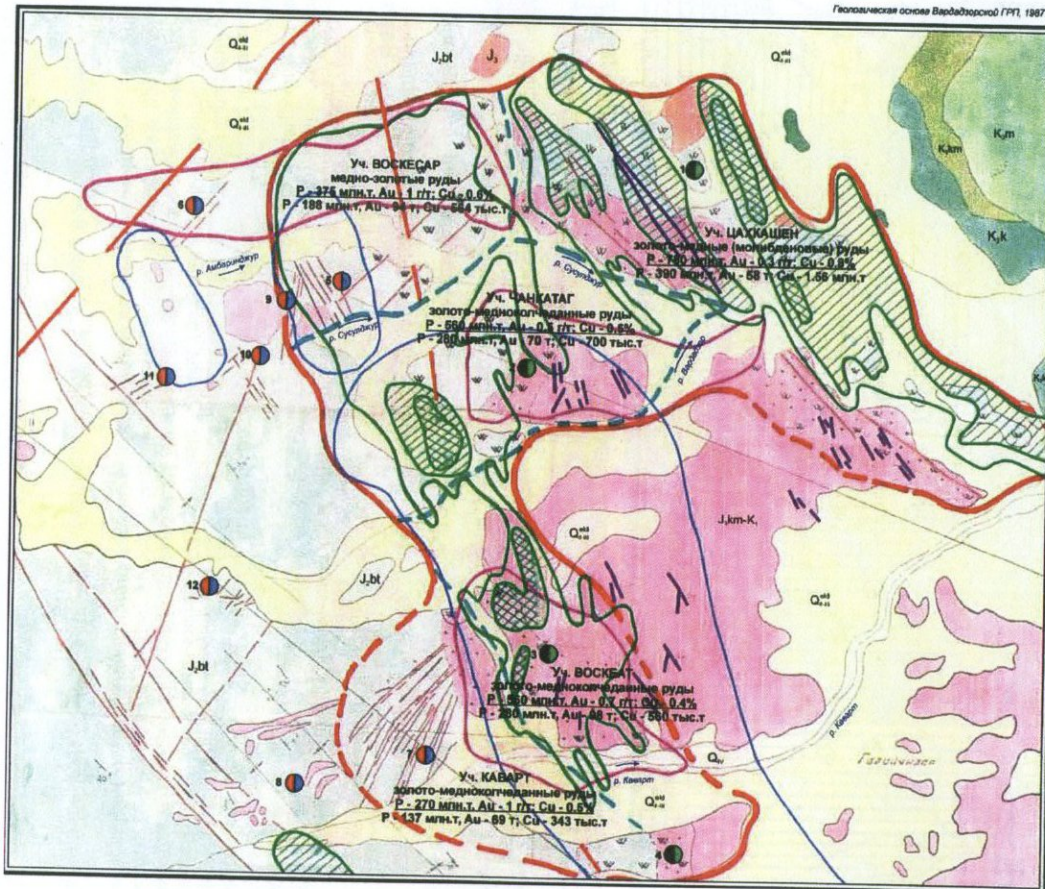


Рис. 2.4. Концептуальная схема пространственного расположения типов руд и прогнозных ресурсов

Концепция П.Г.Аюяна

масштаб 1:25000  
0 250 500 750 1000

Геологическая основа Вардзургской ГРП, 1987 г.



Условные обозначения

- Q<sub>1</sub> Современная тектоническая покровная масса, гравий, галечники, песок
- Q<sub>2</sub> Средне-кварц-песчаные отложения: супесь, сугилк, галечники, щебень
- K<sub>1m</sub> Верхний мез., мацрост. Обломочный, метаморфические известняки
- K<sub>2m</sub> Верхний мез., мацрост. Палеозойские известняки
- K<sub>3</sub> Верхний мез., мацрост. Палеозойские известняки
- K<sub>4m</sub> Нижний мез., мацрост. Метаморфические турбулентности
- J<sub>1b1</sub> Средние крист. сл. Турбулентности, турбулентности, турбулентности в виде сл. в виде сл. в виде сл.
- J<sub>2</sub> Верхние крист. сл. (мацрост.) и (мацрост.) (мацрост.)
- J<sub>1m-K</sub> Верхние крист. сл. - мацрост. сл. Дюрети, мацрост. сл. в виде сл. в виде сл.
- Делит. сл. (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.)
- Вертикальные сл. (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.)
- Орогенные сл. (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.)
- Мацрост. сл. (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.)
- Разломы: а) разрывные, б) ковалы.
- Контурные участки на данных ГРП, расположенные на сульфидной минерализации (при фом - 2,3 %)
- Контурные участки выходов мацрост. сл.
- Контурные участки палеозойских и гидрогенных выходов
- Месторождения и прогнозирования мацрост. сл. (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.)
- Рудопроявления золото-сульфидного происхождения мацрост. сл. (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.) (мацрост.)

P - 780 млн.т, Au - 0,3 г/т; Cu - 0,6%  
P - 390 млн.т, Au - 68 т; Cu - 1,56 млн.т

Расчетные данные  
Прогнозные ресурсы

Всего по месторождению прогнозных ресурсов при поправочном коэффициенте по руде - 0,5 и по мп

**РУДА - 1275 млн.т**  
Au - 389 т; Cu - 3726 тыс.т

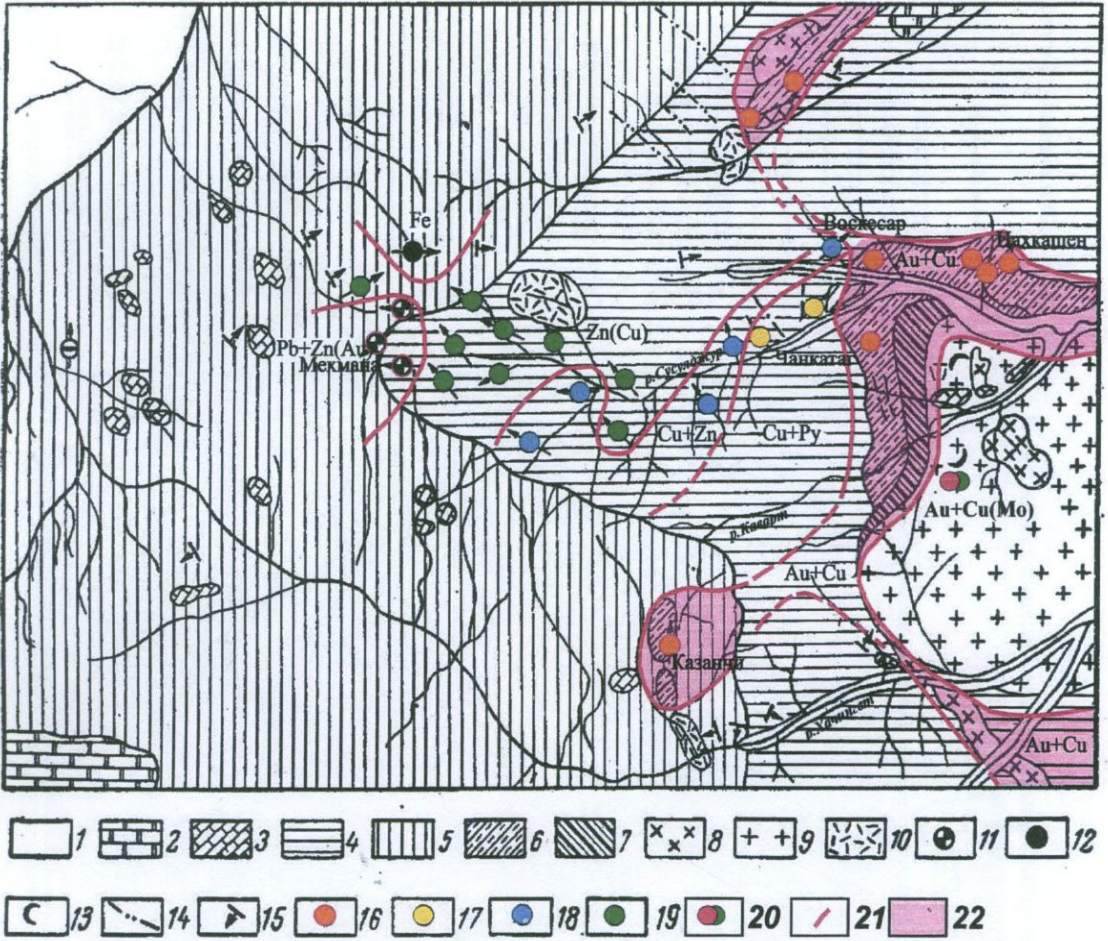


Рис. 2.5. Схема минералого-геохимической зональности в пределах Вардазорского вулканоплутона гранитоидного типа

1-аллювиальные и делювиальные отложения; 2-сеноман-туронские известняки и туфогенные породы; 3-верхнеюрские известняки; 4-среднеюрские порфириды и туфы; 5-среднеюрские туфопесчаники, туффиты и туфоконгломераты; 6-метаморфизованные породы; 7- биотитовые банатиты; 8 - роговообманковые кварцевые диориты; 9-роговообманково-биотитовые тоналиты; 10-кварцевые и бескварцевые диорит-порфириды; 11-свинцово-цинковые жилы; 12 - магнетитовые и медные жилы и вкрапленное оруденение; 13-спессартиты; 14- барито-кварцево-кальцитовые жилы (безрудные); 15-элементы залегания пород; 16-вкрапленное медно-пиритовое оруденение; 17-жилльное медно-пиритовое оруденение; 18 - медно-цинковые жилы; 19 - цинковые жилы; 20-золотомедное (-молибденовое) штокверковое оруденение; 21 - контуры минералогических разновидностей (типов) руд; 22 - покровы вторичных кварцитов

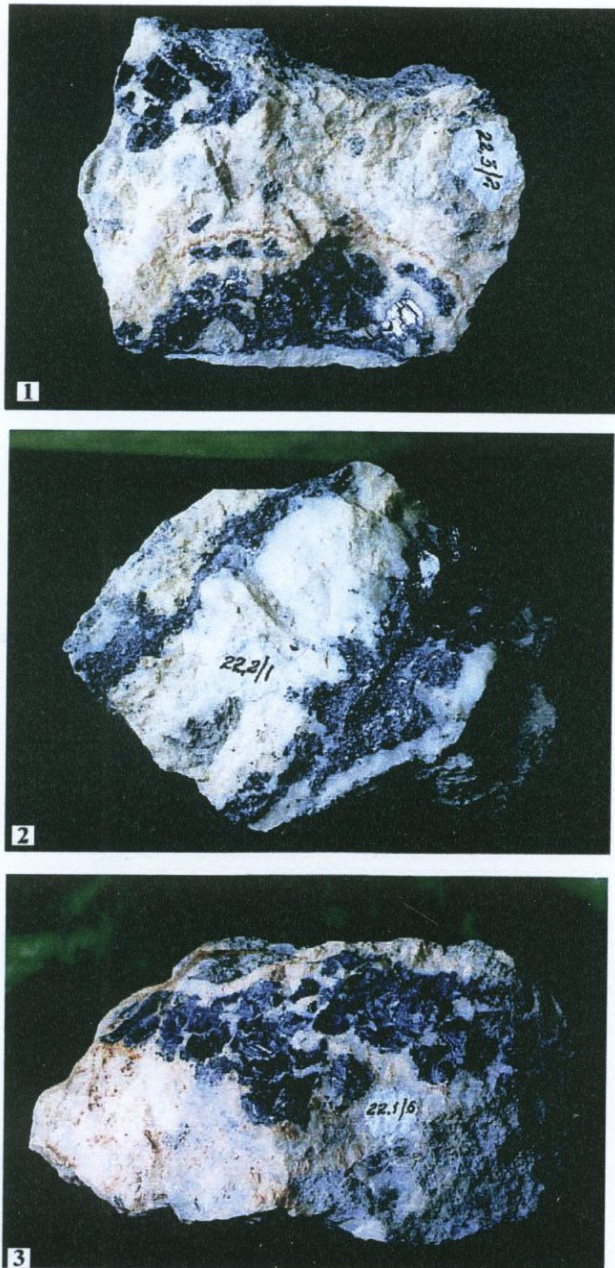


Рис. 3.1. Мехманинское золотополиметаллическое месторождение, гор.шт.22.

1 - Скопление галенита в кварцевой жиле; 2 - галенит-сфалеритовая жила; 3 - брекчированная полиметаллическая руда.

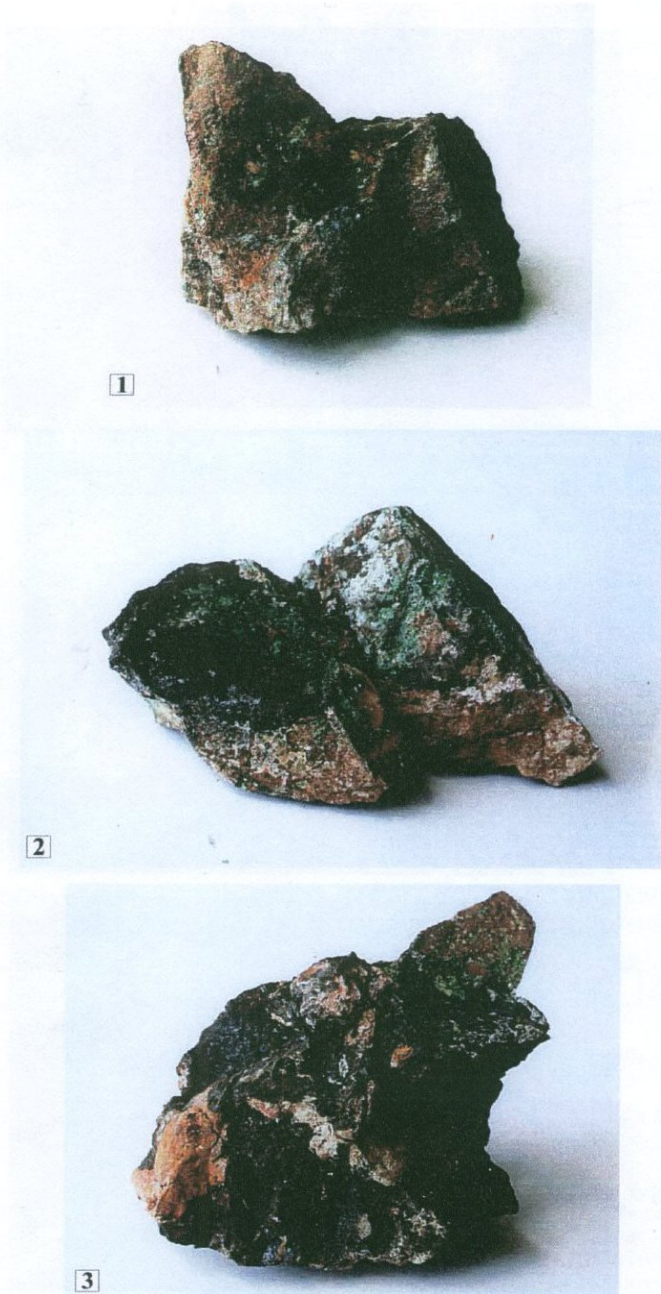


Рис. 3.2. Амбариджурское золотомедное проявление.

1 - Окисленная золотомедная руда с малахитом и гидрооксидами марганца. Карьер 2; 2 - Окисленная руда с малахитом и гидрооксидами марганца. Карьер 2; 3 - Окисленная золотомедная руда с гидрооксидами железа и марганца. Карьер 1.



1



2

Рис. 3.3. Кавартское золотополиметаллическое проявление.)

1 - Золотоносное медно-серноколчеданное оруденение во вторичных кварцитах; 2 – золотоносная медная руда с гидроокислами железа и марганца.

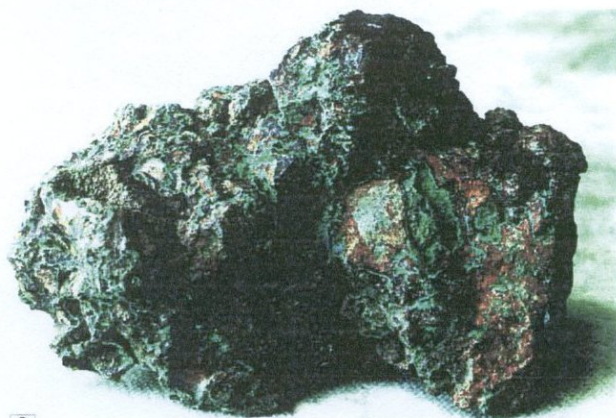


Рис. 3.4. Воскесарское золотомедное проявление.

1 - Окисленная золотомедная руда; 2 - слабо окисленное золотомедное оруденение в кварцевой жиле;  
3 - золотомедная руда.



1



2



3

Рис. 3.5. Цахкашенское золотомедное месторождение.

1 - Медная окисленная брекчированная руда; 2 - окисленная брекчированная малахитизированная руда; 3 - медно-золоторудная слабо окисленная малахи-тизированная руда.



1



2

Рис. 3.6. Чанкатагское золотомедное месторождение.

1 - Медно-колчеданная золотоносная руда; 2 - окисленная медная руда с гидроокислами железа и марганца.

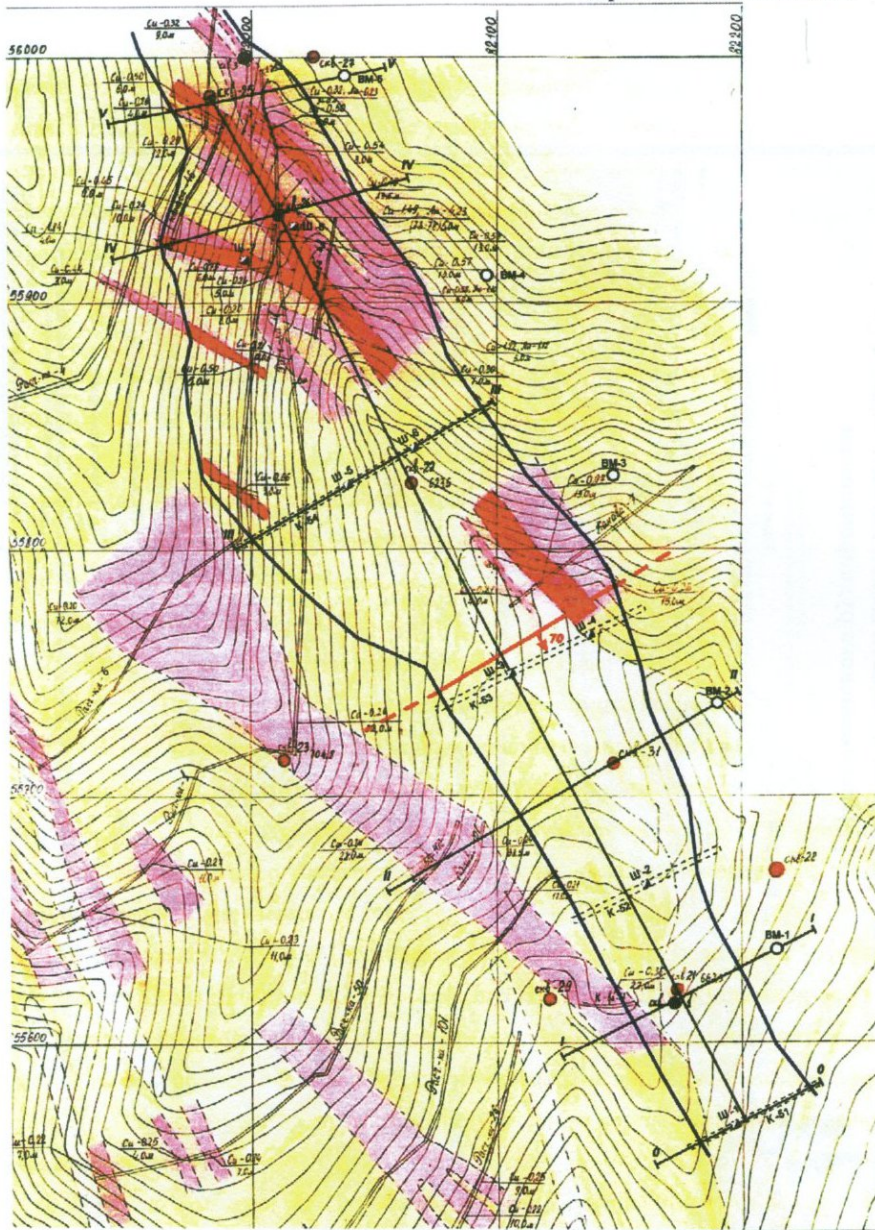
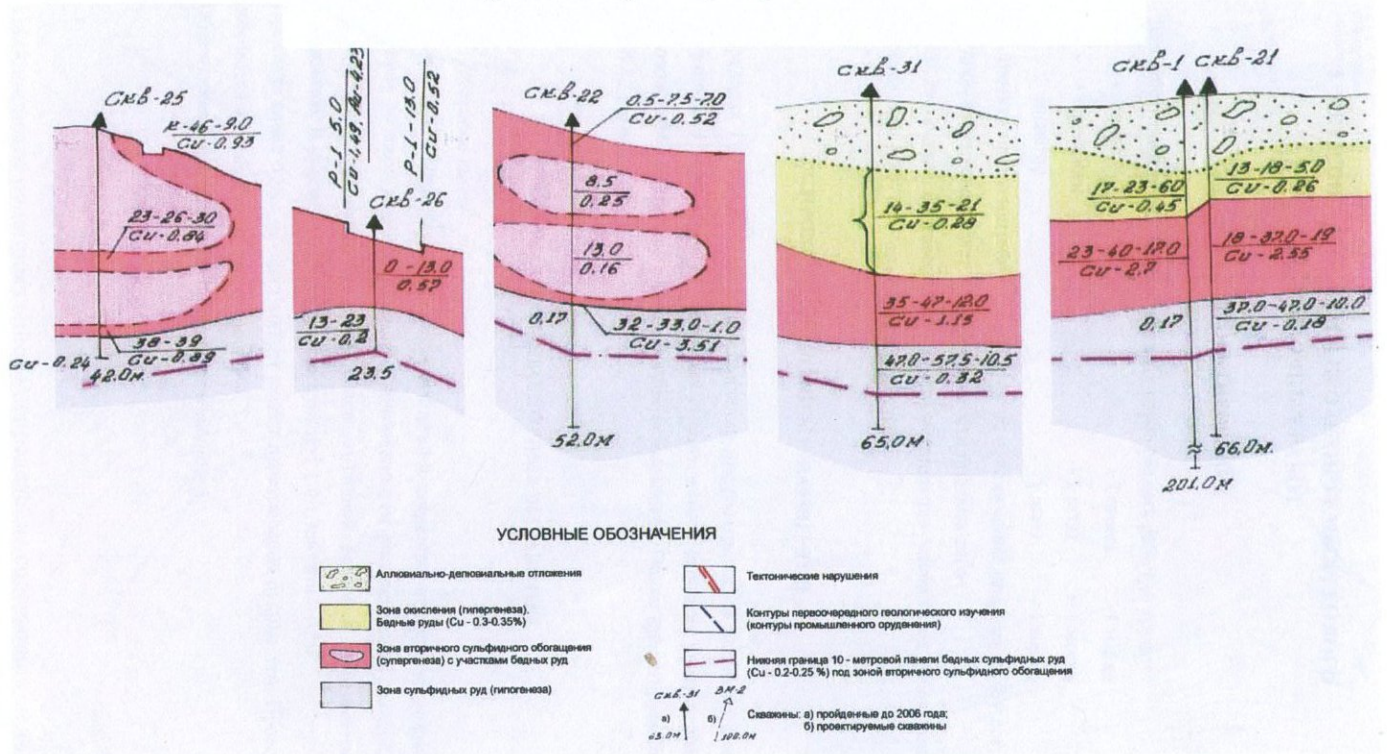


Рис. 3.7. Схематическая геологическая карта центральной части Цахкашенского медно-порфирового проявления, М 1:1000



Рис. 3.9. Рудные интервалы, вскрытые скважинами В.М.



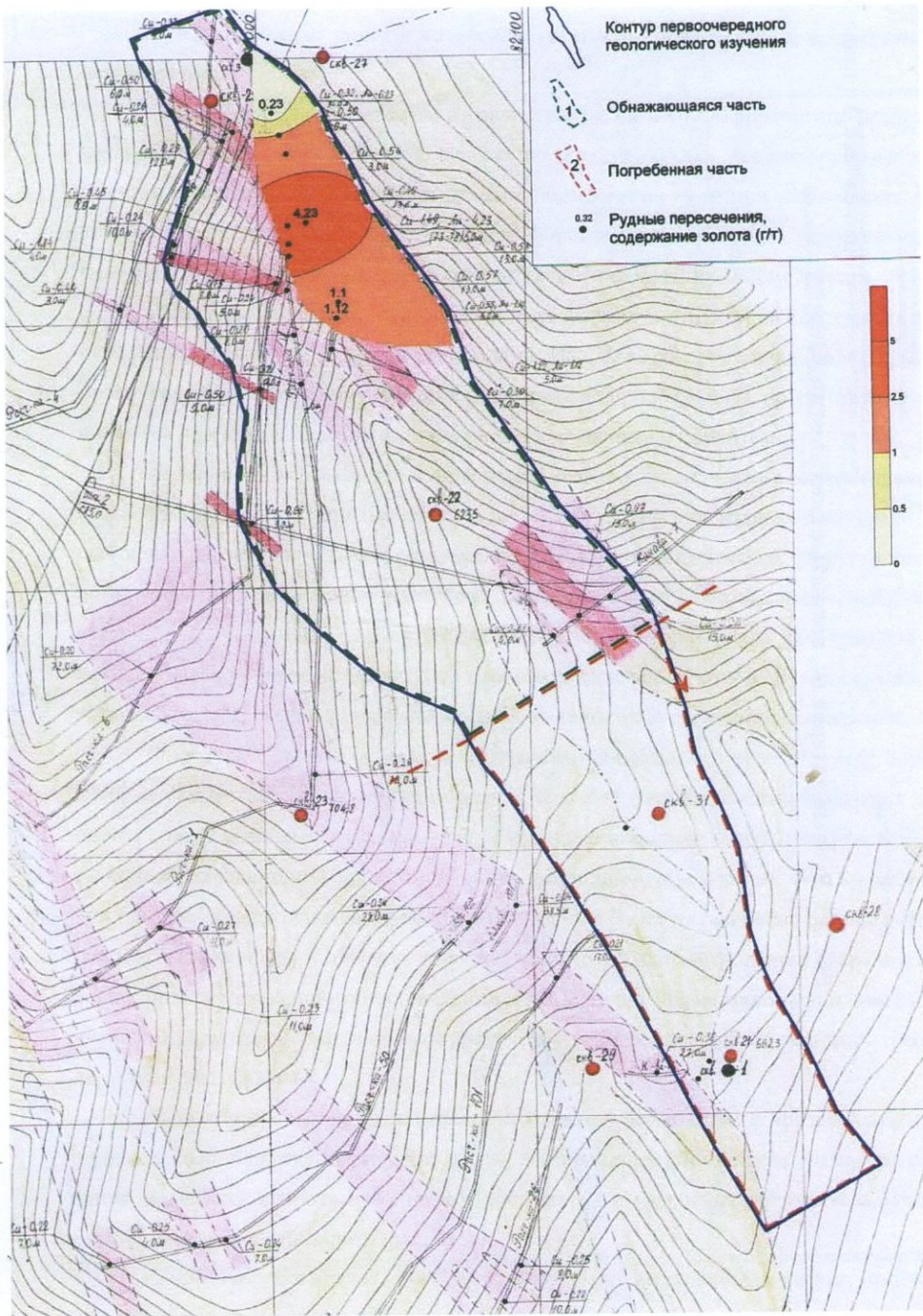


Рис. 3.10. Цахкашенское рудопроявление. Распределение содержания золота в обнажающейся части зоны вторичного сульфидного обогащения.

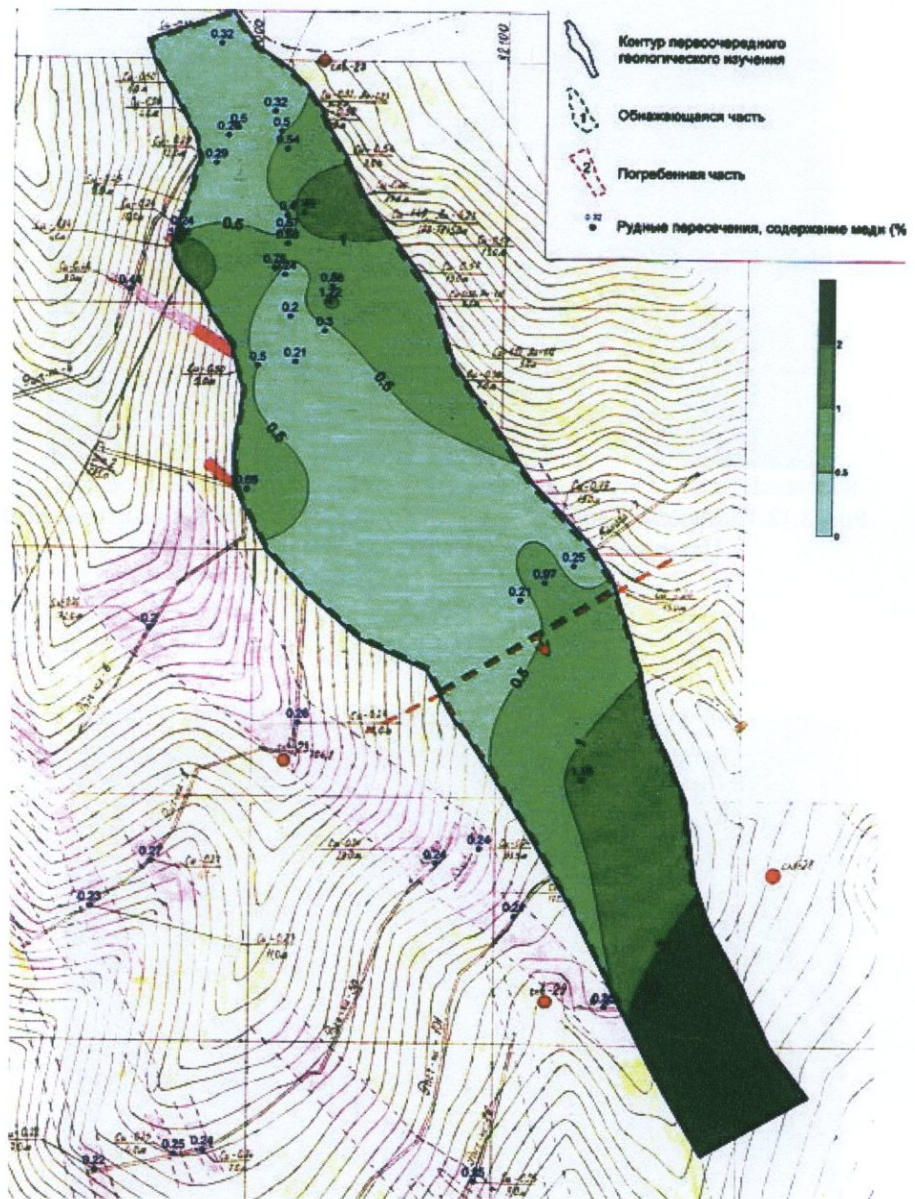


Рис. 3.11. Цахкашенское рудопоявление. Распределение содержания меди по кровле зоны вторичного сульфидного обогащения.



Рис. 3.12. Самородное золото и реликты с каемками халькозина в лимоните.  
Цахкашен. Полированный шлиф Цах-1/1, ув. х300.  
Пл. “Тандзут”, к.0.

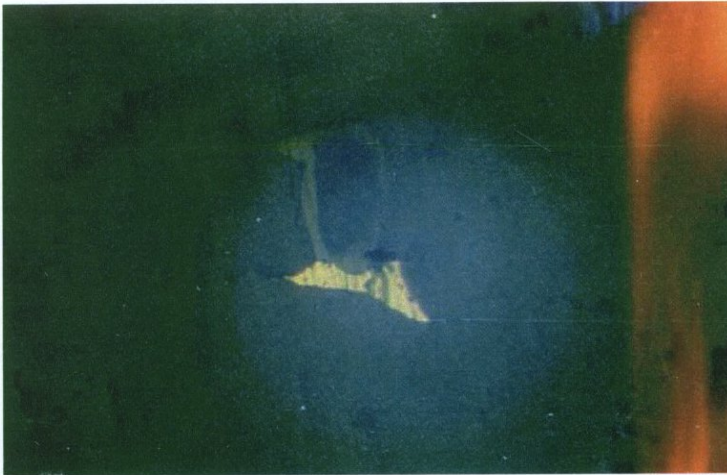


Рис. 3.13. Коллоидные агрегаты лимонита с включениями халькопирита (желтое)  
и пирита (кремово-желтое). Цахкашен. Полированный шлиф Цах-1/1,  
ув. х80. Пл. “Тандзут”, к.2.



Рис. 3.14. Включение борнита (светлое) в лимоните (серое). Цахкашен. Полированный шлиф Цах-5, ув. х 140. Пл. 3542, к.18.

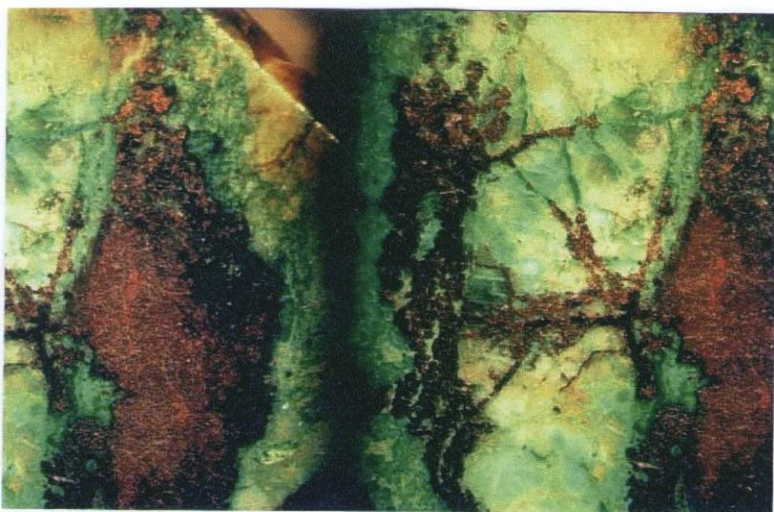


Рис. 3.15. Хризоколла и куприт в кварците. Наблюдаются зерна бирюзы. Цахкашен. Полированный шлиф Цах-2/1. Бинокулярная лупа, ув. х 12. Пл. 0568, к.1.

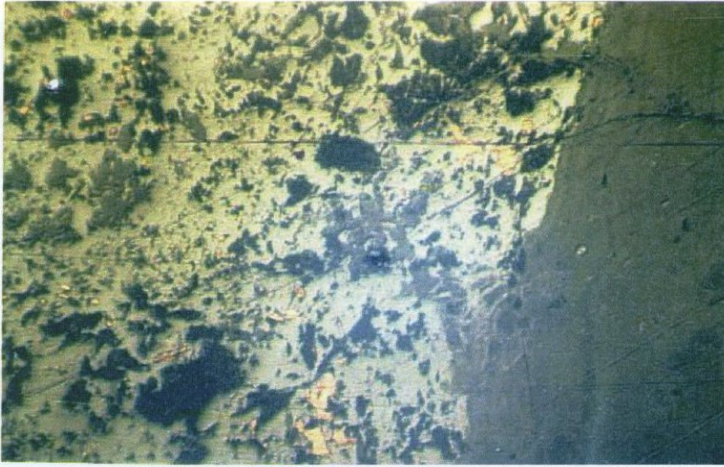


Рис. 3.16. Самородная мель в куприт-малахитовом поле.  
Цахкашен. Полированный шлиф. Цах-2/1, ув. х 125. “Гандзут”, к.5.

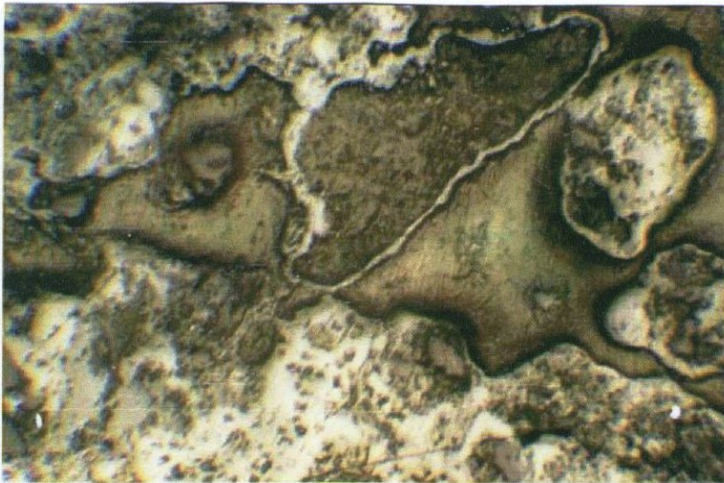


Рис. 3.17. Сильно окисленная руда с малахитом (темное) и лимонитом (серое).  
Цахкашен. Полированный шлиф. Цах-10, ув. х 60. Пл. 3542, к.22.

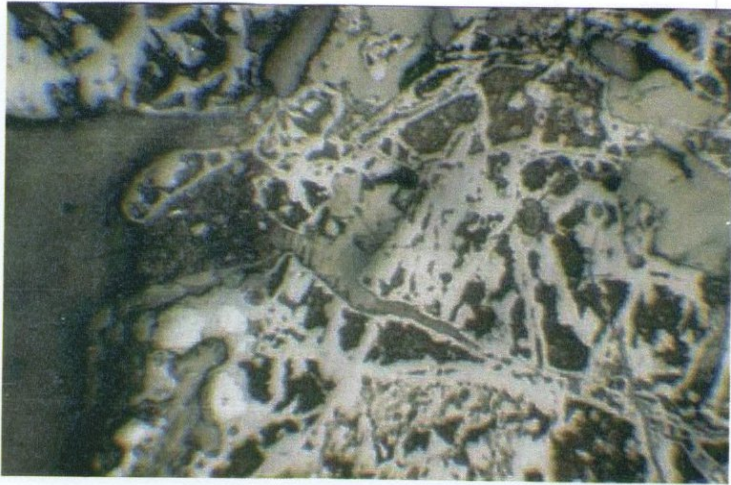


Рис. 3.18. Прожилковая сеть малахита (серое) в породе.  
Цахкашен. Полированный шлиф. Цах-7, ув. х 60. Пл. 3542, к.20.

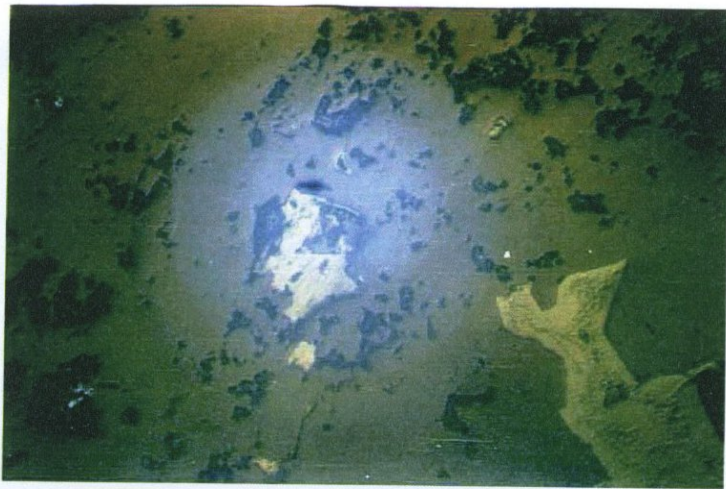


Рис. 3.19. Самородное золото в контакте кварца и лимонита.  
Цахкашен. Полированный шлиф. Цах-1, ув. х 300. "Тандзуг", к.4.



Рис. 3.20. Удлиненные зерна золота в контакте кварца.  
Цахкашен. Полированный шлиф. Цах-1/2, ув. х 125. “Тандзут”, к.3.

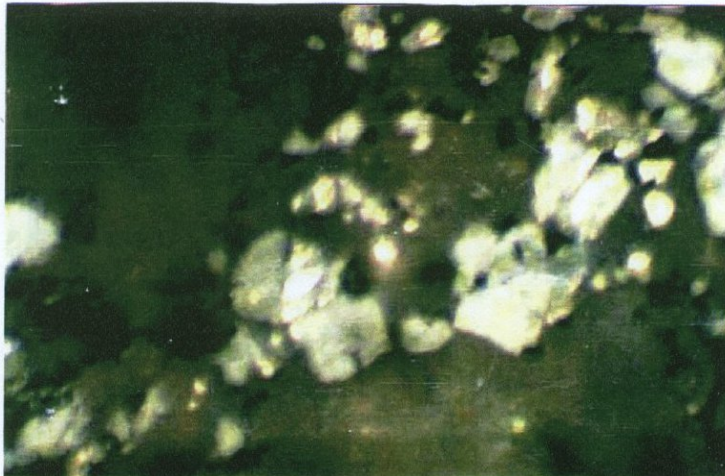


Рис. 3.21. Включение пирита (белое) в лимоните (серое).  
Цахкашен. Полированный шлиф. Цах-7, ув. х 140. Пл. 3542, к.19.

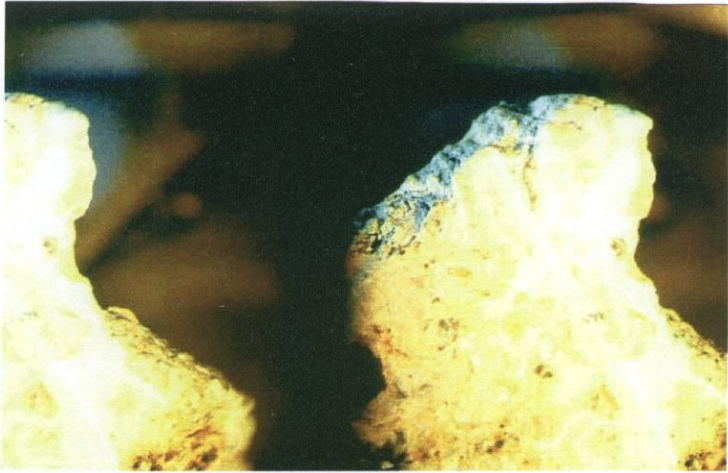


Рис. 3.22. Бирюза среди агрегатов кварца  
Цахкашен. Полированный шлиф. Цах-4. Бинокулярная лупа,  
ув. х 12. Пл. 0568, к.5.

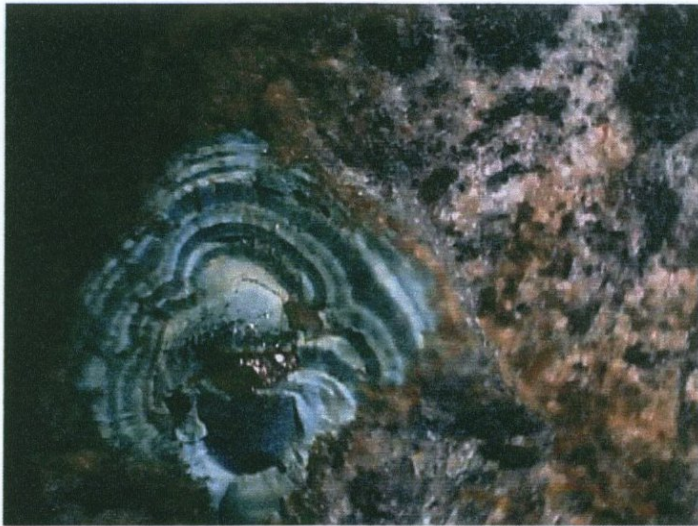


Рис. 3.23. Малахит с колломорфно-зональной структурой.  
Цахкашен, северо-западный участок, левый борт ущелья. Бинокулярная лупа.  
Полированный шлиф, ув. х 12,5. Dijital 000045, к.33.

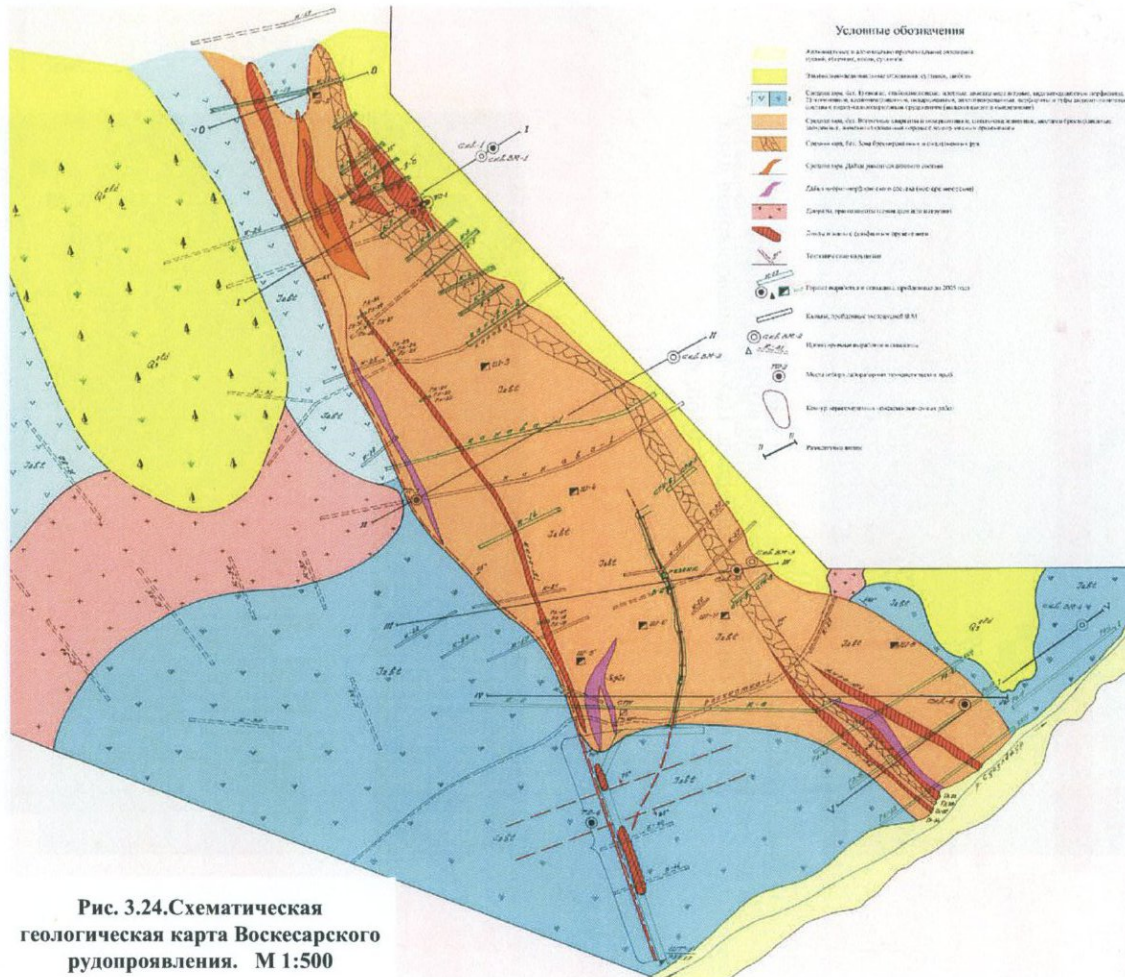


Рис. 3.24. Схематическая геологическая карта Воскресарского рудопоявления. М 1:500



Рис. 3.26. Воскесар. Распределение меди на поверхности.

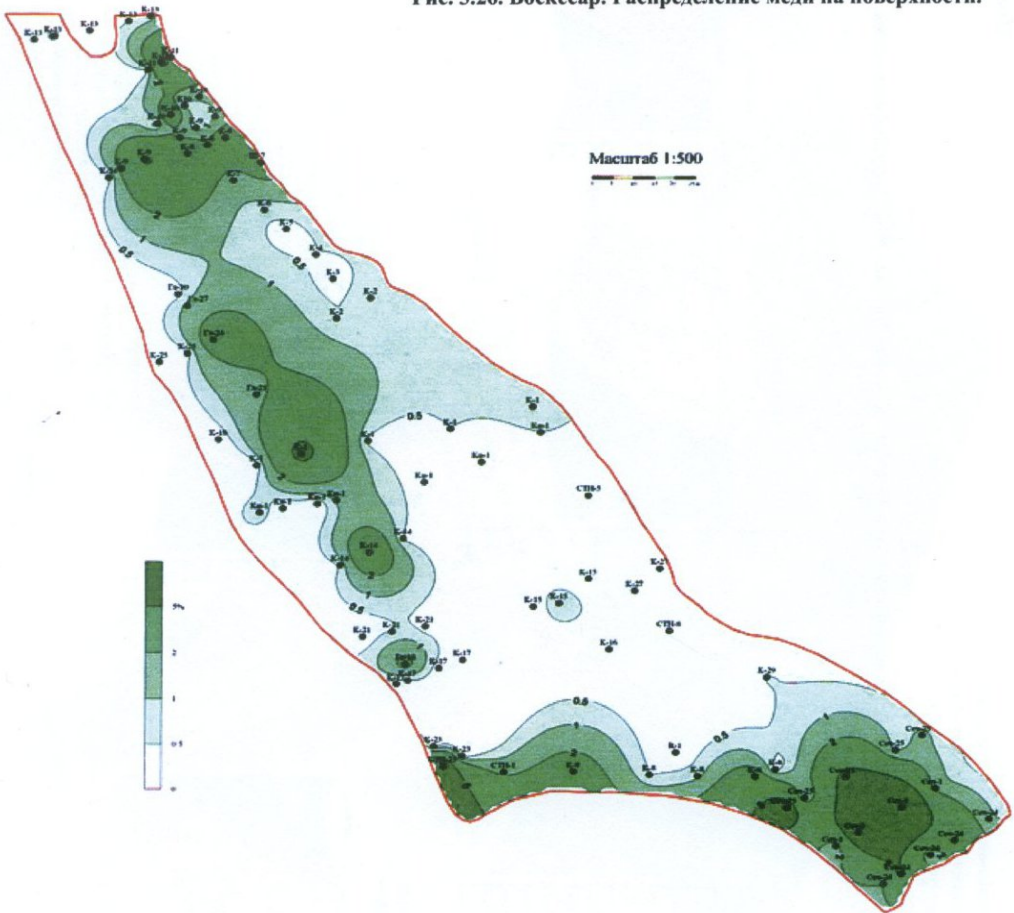




Рис. 3.28. Воскесар. Распределение золота на горизонте штольни 1 (740м).  
М 1:1500

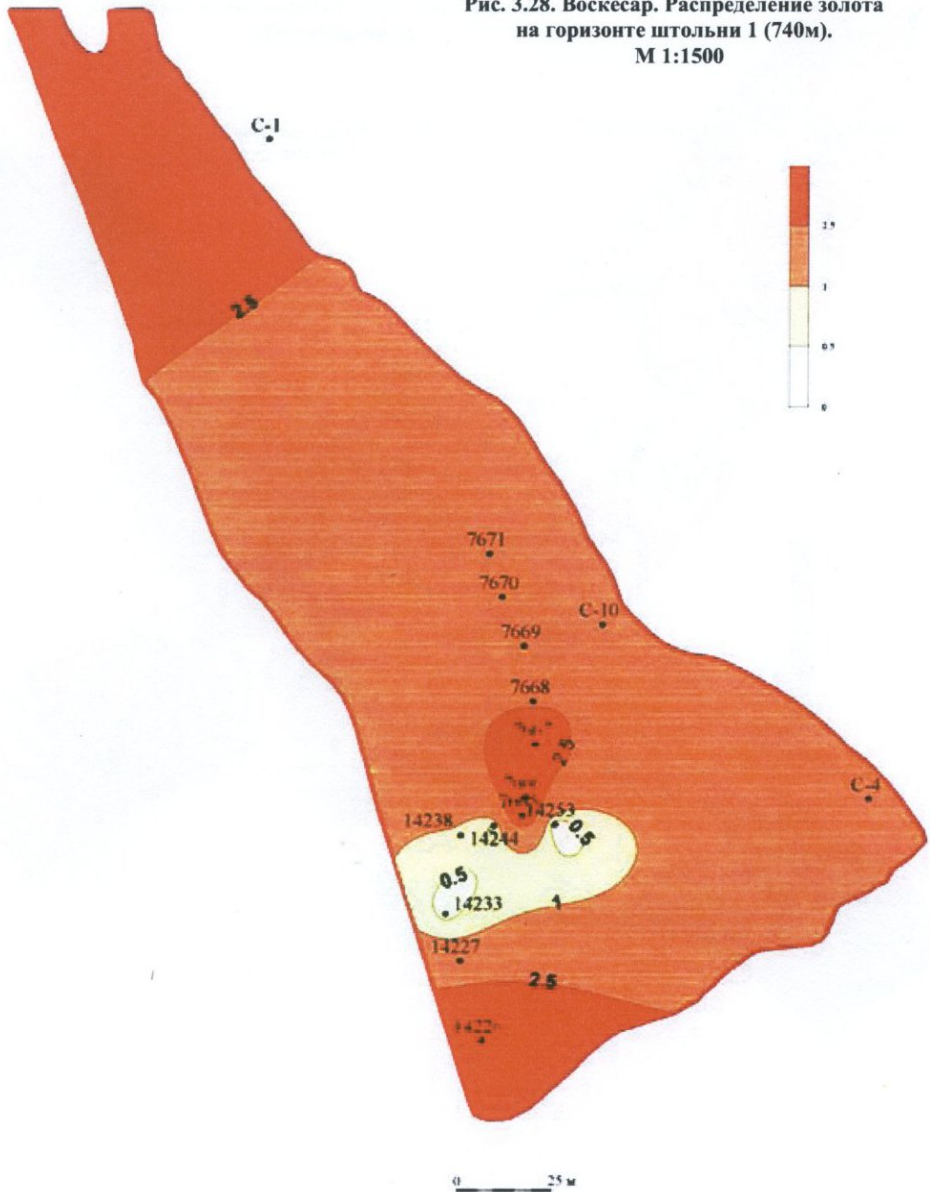
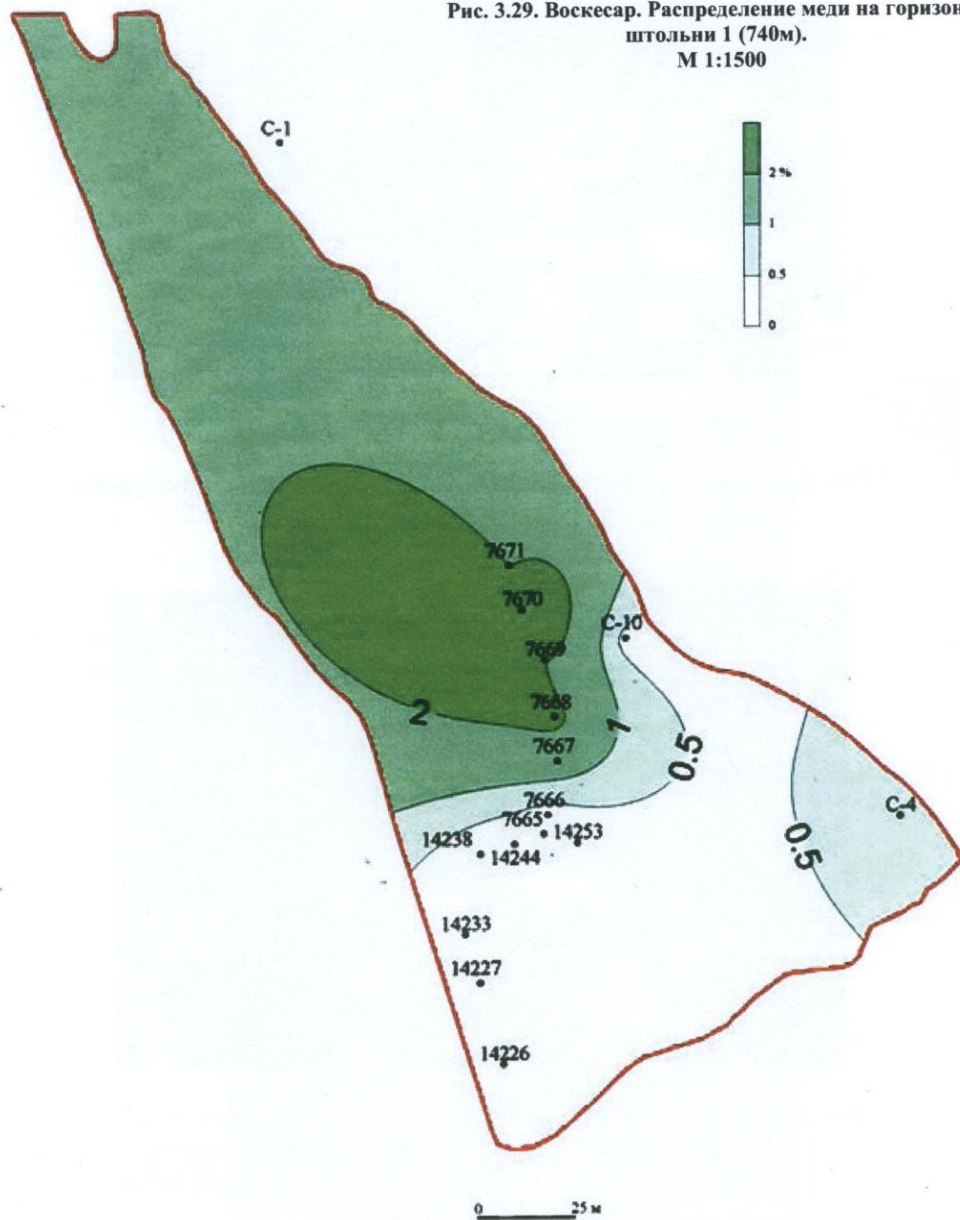


Рис. 3.29. Воскесар. Распределение меди на горизонте штольни 1 (740м).  
М 1:1500



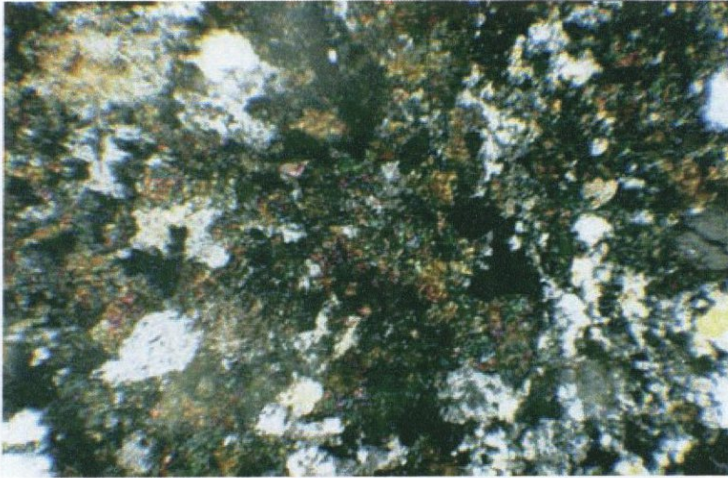


Рис. 3.30. Воскесар. Эпидозит с реликтовой порфировой структурой. С анализатором. Шлиф Ерк-д, ув. х100, пл. 4129, к.Е.

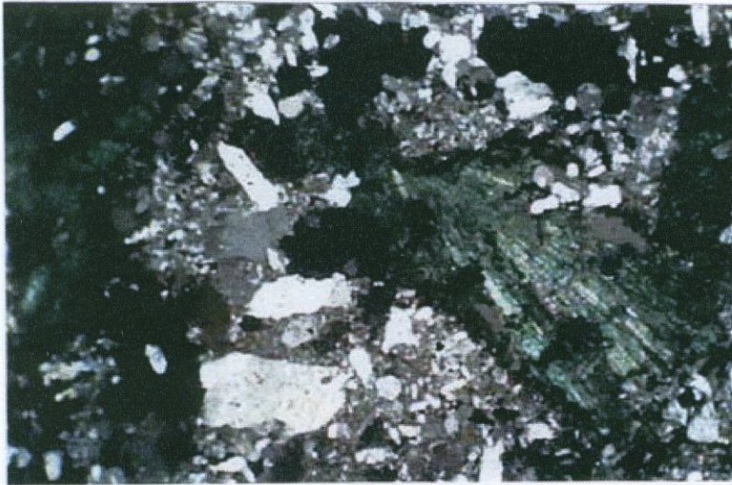


Рис. 3.31. Воскесар. Кварцево-рудный прожилок с радиальнолучистыми выделениями малахита. Структура породы гетеробластовая. С анализатором. Канавка 2. Шлиф Ерк-к-2.2, ув. х100, Dijital 000045, к.8.

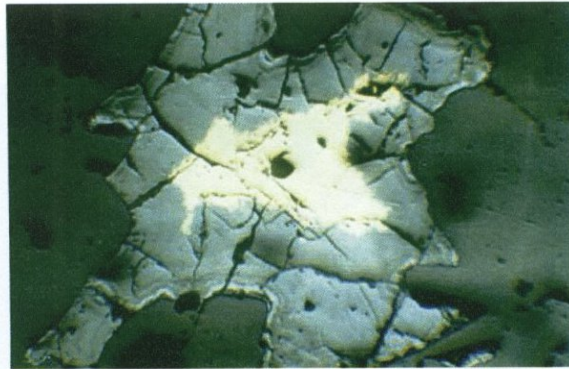


Рис. 3.32. Воскесар. Каемочная структура замещения халькопирита (желтое) гидроксидами железа (серое). Аншлиф Ерк-1.4/3, ув. x150, пл. 4129, к.12.



Рис. 3.33. Воскесар. Концентрическая структура замещения халькопирита (желтое) с гидроксидами железа (серое), халькозином (белое), ковеллином (голубое) и борнитом (розовое). Аншлиф Ерк-к-2.2/1, ув. X400, Dijital 000045, к.17.

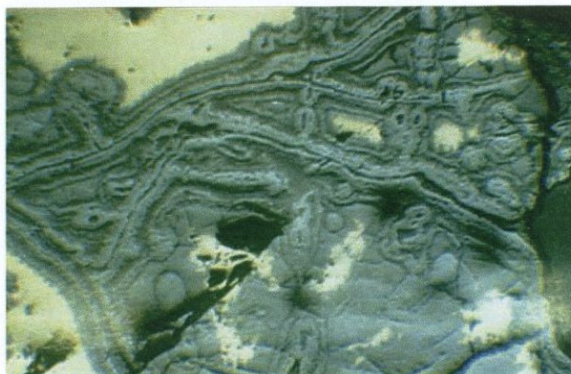


Рис. 3.34. Воскесар. Мелкие остатки халькопирита (желтое) в агрегатах гидроокислов железа (серое). Канавка 1. Аншлиф Ерк-ш-1/2, ув. x150, пл. 4129, к.6.

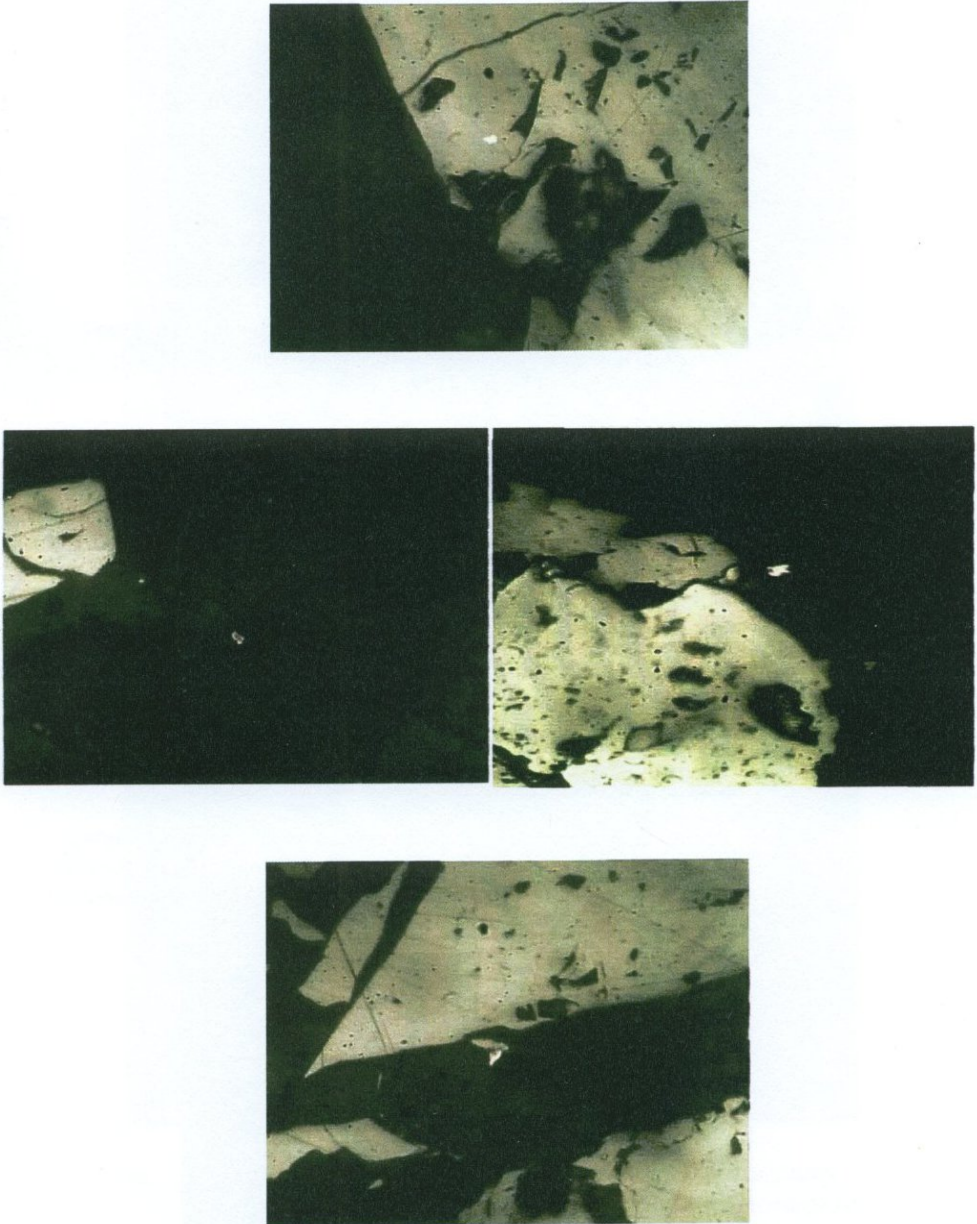


Рис. 3.35. Воскесар. Самородное золото в халькопирите и кварце.  
Ск. 5, инт. 84.2-86.2м. Аншлиф Вос-5-84. ув. х400, Dijital 000051, к. 20,22,27,30.



Рис. 3.36. Воскесар. Самородное золото в кварце.  
Ск. 5, инт. 84.2-86.2м. Аншлиф Вос-5-84. ув. х400, Dijital 000051, к. 31,34,23.

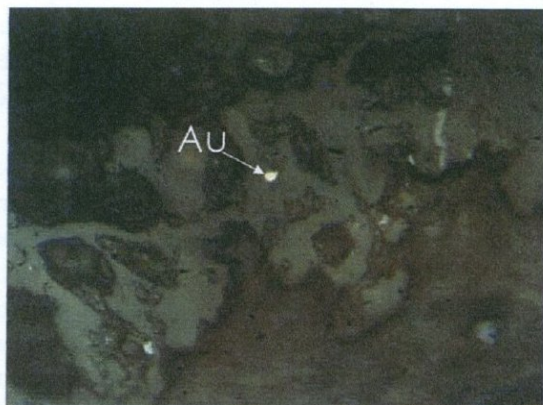


Рис. 3.37. Воскесар. Самородное золото в гидроокислах железа.  
Ск. 6, инт. 33м. Аншлиф Вос-33. ув. х400, Dijital 000051, к. 7.

#### Глава 4. СЛОИСТАЯ РУДНАЯ МОДЕЛЬ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА СУЛЬФИДНЫХ МЕДНЫХ (МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ) МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Расширение минерально-сырьевых невозобновляемых ресурсов является важнейшей проблемой современной геологии. Все усилия геологов направлены на поиски новых рудных районов, полей и месторождений с целью обеспечения сырьем действующих горнорудных предприятий золотодобывающей, редкометалльной, полиметаллической и урановой промышленности. В то же время ведутся активные поиски нетрадиционных видов сырья и повышения комплексности перерабатываемых руд.

Проблема не только в комплексном использовании добытого сырья, но и в том, что традиционно игнорируются вопросы охраны недр, в особенности при разработке бедных руд и верхних частей (зоны гипергенеза) сульфидных (меднопорфировых) месторождений. Эти руды (окисленные или вторично обогащенные металлоносные породы) в советское время рассматривались в основном как нерудное сырье многоцелевого назначения и в первую очередь в качестве керамического сырья и щебня для мощения дорог. При открытой добыче сульфидных руд породы зоны гипергенеза в основном отвозились в единый отвал и складывались в смешанную кучу, а проекты по их использованию фактически являлись фикцией и не обосновывались технологическими и техническими возможностями. При подземной добыче наличие этих металлоносных пород вовсе игнорировалось, и они оставались нетронутыми как кровля. Породы и руды зоны гипергенеза на предмет их металлоносности не только серьезно не изучались, но и не рассматривались в качестве перспективного сырья, хотя в начале и в первой половине XX века уже имелись в мировой и русской геологической практике фундаментальные и прикладные исследования в этом направлении.

В настоящей статье рассматриваются новые фактические данные и обобщаются литературные материалы по структуре и составу зоны гипергенеза с целью акцентирования ее металлоносности и повышения эффективности освоения и охраны недр при эксплуатации сульфидных (меднопорфировых) месторождений Армении.

К сожалению, до настоящего времени нет четкого определения термина “зона гипергенеза” сульфидных месторождений, хотя в Геологическом словаре дается определение терминов “гипергенез” и “гипергенные процессы”, что в принципе отражает суть вопроса в общих чертах. К тому же отсутствует унифицированная схема строения и состава зоны гипергенеза, а ее металлоносность слабо освещена. Относительно полной является схема С.С. Смирнова (1955), которая может быть принята за основу с дополнениями и уточнениями.

Следует учесть, что геологические образования (породы, возникшие в зоне гипергенеза (в понимании Ферсмана, 1934, Вассоевича, 1962, Писарчука, 1963) под воздействием экзогенных процессов и атмосферных вод в верхних слоях сульфидных (или иных) месторождений мы называем гипергенезитами. Этот термин вводится чтобы **отличить интрифилтрационный метасоматит – гипергенезит** от типичного гидротермального метасоматита (В.В. Фединский и др., 1976) и используется при общем описании всего разреза зоны гипергенеза – подзоны окисления и подзоны вторичного обогащения (цементации) в нашем уточнении (П.Г.Алоян, 2010). Все термины прежних авторов остаются в силе. При этом под зоной гипергенеза понимается верхние (приповерхностные – атмосфера, гидросфера и литосфера) горизонты сульфидных месторождений, где в результате взаимодействия физических, химических, микробиологических и механических процес-

сов, при активном участии метеорных, грунтовых и ювенильных вод и кислорода происходит разрушение (окисление, выщелачивание, разложение) минералов и горных пород с последующим растворением, миграцией и переотложением металлов в виде вторичных (новых) оксидных и сульфидных соединений и в самородном виде в пластовой или субпластовой форме, выше кровли сульфидных руд.

Зона гипергенеза имеет сложную структуру и резко дифференцированный состав и зональность. Структуру зоны гипергенеза можно схематически представить в следующем виде (сверху вниз).

#### **Зона окисления:**

- Поверхностный слой, выраженный в виде различных геологических “шляп” (подзона азрации).
- Подзона полного окисления (подзона медной зелени с бирюзой).
- Подзона окисленных выщелоченных руд (подзона насыщения и истечения).
- Плотик зоны окисления - горизонт “рудного коллажа”.

#### **Зона вторичного обогащения (зона цементации, зона застойных вод):**

- Подзона богатых окисленных руд (горизонт сажистых руд).
- Подзона богатых сульфидных руд.

Далее идет зона первичных сульфидных руд.

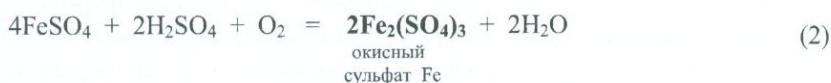
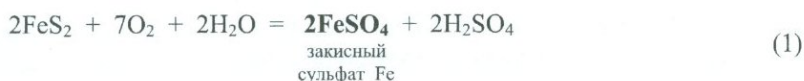
Следует учесть, что не всегда ход развития процессов гипергенеза приводит к формированию правильной вторичной (эпигенетической) зональности в полном виде, часто те или иные подзоны задерживаются в своем развитии, а другие опережают и продвинуты. Характерным примером нарушения последовательной схемы зональности является медноколчеданное месторождение Дактаун в шт.Теннесси. По описанию В. Эммонса, “... серноколчеданная медная руда превращена вблизи поверхности в богатую железную руду. Ниже железной руды находится зона исключительно богатых халькозиновых руд, а ниже ...находится низкопроцентная медная руда, представляющая собой первичную руду месторождения, из которой образовались как железная, так и богатая медная руда”. Аналогичная картина наблюдается на серебряных сульфидных месторождениях Пачука, Гуанахуато и Цакатекас (Мексика), где под железной шляпой залегают сульфидные руды “негрос” (Эммонс, 1960). Отметим, что продвинутость процессов окисления является хорошим поисковым признаком и свидетельствует о наличии достаточно мощной зоны вторичного обогащения, которая во многих случаях является основным ресурсным потенциалом сульфидного месторождения.

### **4.1.Зона окисления**

**4.1.1. Приповерхностный слой, геологические “шляпы” (подзона кэпинга – red beds или канги – негритянская голова, подзона азрации) или “верхушка” зоны окисления (гипергенеза).** Геологические шляпы бывают разными, в зависимости от формационной принадлежности коренного месторождения. По составу шляп выделяются железные, золотые, гематитовые, марганцевые, алунитовые или квасцовые, а также гипсовые, серные и др. Наибольший интерес представляют верхушки вторичного образования сульфидных (меднопорфировых) месторождений, имеющих наиболее широкое распространение и вместе с тем несущих золотоурановое оруденение и являющихся хорошим поисковым признаком на наличие на небольшой глубине сульфидного месторождения промышленного значения.

**Железная шляпа** - это “верхняя окисленная часть месторождений, обычно цветных металлов (особенно меди), содержащая пирит” (Геол.словарь, 1978). Шляпа сложена различными водными окислами железа в смеси с гематитом, кремнеземом, а также труднорастворимыми вторичными окислами и солями даже самородных форм других металлов.

Формирование железных шляп происходит в условиях химического выветривания поверхностных частей сульфидных руд с образованием мигрирующих и фильтрующихся сернокислых и углекислых растворов и остаточных образований. Последние часто представлены железными шляпами – покровами, т.к. соли железа отличаются легкой окисляемостью и способностью гидролизироваться, вследствие чего они быстро разлагаются и образуют водные окислы железа в виде геля. Поэтому верхушка зоны окисления почти каждого сульфидного месторождения обогащается железом с образованием лимонита, лишившись всех других составных частей. Этот процесс наиболее детально рассмотрен А.Г. Бетехтиным и соавторами и С.С. Смирновым и представляется в следующем виде (на примере пирита):



Гидроокись железа – эта гидрозоль, которая, дегидратируясь, дает начало лимонитам или моногидрату с различными количествами адсорбированной и капиллярной воды (гетит –  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , лимонит или бурый железняк –  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot (0-2)\text{H}_2\text{O}$ , гидрогематит или турьит –  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot (0-1)\text{H}_2\text{O}$ ). Следует учесть, что выделяются лимониты двух видов: мертвый (lead look) – от пирита и живой (live look) – от медных минералов.

Исключение составляют свинец и частично мышьяк, т.к. в результате окисления галенита образуется труднорастворимый в почвенных водах англезит ( $\text{PbSO}_4$ ), а мышьяк, как кислотообразующий элемент, образует арсениды (соли  $\text{H}_3\text{AsO}_4$ ), которые крайне трудно растворимы в воде в зоне окисления. В тех случаях, когда в сульфидных месторождениях присутствует мышьяк в виде арсенопирита, процесс лимонитизации идет по ряду:

**арсенопирит – скородит – лимонит (и  $\text{H}_3\text{AsO}_4$ ) – арсениды (Cu, Pb, Zn, Fe, Ca, Mg)**

Следует отметить, что концентрация (осаждение) железа на близповерхностных горизонтах обусловлена обилием кислорода, а на нижних горизонтах, при отсутствии доступа кислорода, железо с растворами выносится, т.е. мигрирует. По мнению С.С. Смирнова, основным условием образования гидроокиси железа в верхах зоны окисления является коагуляция (свертывание, слипание) гидрозоль  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ , часто одновременная с коагуляцией других гидрозоль ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}_2$ ). Из примесей важное значение имеет  $\text{SiO}_2$ , генерирующий целую серию разностей – от слабозелезистых опалов и яшм до гидроокислов железа, вовсе лишенных  $\text{SiO}_2$ . В этом ряду завершающими являются “марганцевые”, “глинистые”, “квасцовые” и другие разновидности, а также разнообразные механические смеси гидроокислов железа с другими рудными минералами зоны окисления.

Железные шляпы сложены пористым, ноздреватым бурым железняком (лимонитом) с остаточным кварцем, новообразованиями халцедона, опала, каолина и иногда окисью марганца. Наглядным примером таких новообразований с обломочными остатками каолинизированных руд является зона окисления Первого рудного тела Азатекского месторождения на правом берегу р. Арпа (РА). Часто в железной шляпе наблюдается остаточный материал в виде благородных металлов. Это объясняется тем, что различные золото-содержащие сульфиды разлагаются в зоне окисления. Часть химических компонентов при этом мигрирует и рассеивается, а золото остается на месте, косвенным образом увеличивая свое содержание в железной шляпе (руде) (Крейтер и др.; 1958; Росляков, 1981). Кроме того, тонкодисперсное и субмикроскопическое золото трансформируется и в укрупненном виде задерживается в железняках. В результате золото освобождается от сульфидного (в основном пиритового) материала. Содержание золота в железной шляпе достигает иногда значительного количества, и тогда железная шляпа представляет собой золоторудное месторождение: например, месторождения Тандзут (РА), Красная Горка и Еркатасар (НКР). На месторождениях Степняк, Бес-Тюбе и Джалом-Бет (Казахстан) тончайшие пленки гипергенного золота выстилают округлые каверны бурых железняков в виде “пушистого” или “сажистого” золота – рыхлого агрегата его мельчайших частиц. Оно трансформировалось здесь же на месте за счет тонкодисперсного золота в пирите (Крейтер и др.; 1958;). Вторичное золото в виде пленок на лимоните из золоторудных месторождений Австралии описывают Е.Дж. Дюин, а также Д.Г. Шнейдерхен и П. Рамдор – из различных месторождений.

Широко известны золотоносные железные шляпы горы Морган в Квисленде (Австралия), Карабашского рудника на Урале, на месторождении Итабира (шт. Минас-Жерайс, Бразилия, Обручев, 1929). На месторождении Итабира верхушка кристаллических сланцев представлена железняком – гематитовой железной рудой (торговое название итабирит) и якутом (якутинг-ягут-корунд, топаз, рубин, сапфир). На поверхности они образуют так называемые канги (от тапанхоаканга – негритянская голова), состоящие из скоплений обломочного красного железняка, цементированного бурым железняком в брекчию. Итабирские канги содержат в среднем 50% железа.

Верхняя часть горы Морган представлена железной шляпой над колчеданным золотомедным месторождением. Она прослеживается на 60-90 м на глубину и состоит из кварца, халцедона, опала, каолина, бурого железняка и вада с высоким содержанием золота (82-180 г/т). В сульфидных рудах содержание золота 12 г/т, а меди – 2,7%. Зона вторичного сульфидного обогащения отсутствует. Аналогичная картина наблюдается на Азатекском месторождении (РА). Железные шляпы Карабашского рудного поля первоначально обрабатывались как железорудные месторождения. В последующем была установлена золотоносность железняка, и на глубоких горизонтах были вскрыты медно-колчеданные золотосодержащие сульфидные руды.

Железные шляпы характеризуются пористой, ячеистой, ящичной, губковой, сотовой, пещеристой, ноздреватой текстурами, а также скоплениями землистого вида различных охр, рельефного лимонита и выделяются пестротой цветов, в особенности при наличии остатков сульфидов различных металлов. Обычно считается, что в концентрированном растворе сульфаты железа гидролизу не подвергаются, поэтому при сухом климате благородные металлы мигрируют, и железная шляпа бедна гидроокисью железа; при

влажном климате, наоборот, гидроокисей много, и часть благородных металлов остается в железной шляпе.

В природе преобладает красно-бурый цвет железной шляпы, чем и обусловлено ее название. Однако не всегда сульфидные месторождения в верхней части представлены железной шляпой (железняком) и характерным цветом. Часто верхняя часть зоны окисления (гипергенеза) имеет иной цвет и состав, обусловленных малым количеством железа или его полным отсутствием. Термин “железная шляпа” настолько укоренился, что так называют заведомо нежелезистые марганцевые, алунитовые, квасцовые и даже гипсовые\* шляпы, что приводит к серьезным недоразумениям. В этих случаях термин “железная шляпа” теряет смысл и может быть заменен термином “верхушка” (кэпинг) или просто “шляпа” соответствующего состава, например, марганцевая шляпа или марганцевая верхушка и т.д. Некоторые аспекты этого вопроса рассмотрены в работах В.А. Обручева, В. Эммонса, А.Г. Бетехтина и соавторов, С.С. Смирнова, В.М. Крейтера и соавторов. В конце XX века интерес к этой проблеме пропал, и внимание геологов в основном было акцентировано на зоне вторичного сульфидного обогащения крупных меднопорфировых месторождений. Актуальность вопроса состоит в том, что железная шляпа и шляпы-верхушки являются золото-ураноносными и представляют промышленный интерес.

Выделяются нижеследующие характерные шляпы-верхушки сульфидных месторождений.

**А. В свинцовых** месторождениях верхушка имеет желтые и белые цвета от миметизита –  $Pb_5Cl(AsO_4)_3$  и церуссита –  $PbCO_3$ . *Миметезит* – желтый, оранжевый, коричневый серый, бесцветный, белый или зеленоватый минерал, а *церуссит* – белый, бесцветный, желтовато-белый, серый, бурый до черного. В **серебросвинцовых** месторождениях (при сухом климате), кроме желтых и белых цветов, появляется черный цвет рогового серебра. *Серебро роговое* (hornsilver) – *хлораргирит* (кераргирит) – руда роговая, руда серебряная роговая, серебро хлорное, хлорит серебра, скрытокристаллическая разновидность – серебро горькое молочное ( $AgCl$ ). Цвет бесцветный, желтовато- или буровато-зеленый до коричневатого. Характерными геотипами являются: Треасури (шт. Невада, США), пустыня Атакама (Чили), Брокен-Хилл (шт.Новый Ю. Уэльс, Австралия), Потоси (Боливия).

**Б. В цинковых** месторождениях верхушка (шляпа) имеет белые или голубоватые цвета от смитсонита –  $ZnCO_3$  и галмея (общее техническое название карбонатных и цинковых руд). *Смитсонит* – серый, голубой, коричневатый либо красный, а *галмей* – желтоватый или красноватый.

**В. В медных** месторождениях, не содержащих железа, с преобладанием *халькозина* –  $Cu_2S$ , *ковеллина* –  $CuS$  и *энаргита* –  $Cu_3AsS_4$ , “верхушка” характеризуется зеленым и синим цветами малахита, медной лазури, хризоколлы, атакамита, а также красными и желтыми цветами реальгара и аурипигмента. В этих случаях допускается, что первичная железная шляпа снесена эрозией и в зону окисления попала прежняя зона цементации (вторичного сульфидного обогащения), в которой железо из халькопирита и борнита было вытеснено медью с образованием не содержащего железа медного блеска.

\* Над месторождениями калийной соли возникают остаточные образования, аналогичные шляпам-верхушкам, в виде пластообразных и штокообразных тел. В результате циркуляции подземных вод каменная соль растворяется и уносится, а на месте от выветривания остается остаток в виде  $CaSO_4$ , содержащегося в каменной соли прослоями, и вкрапленный ангидрита или гипса. Этот остаточный продукт иногда образует весьма мощную “гипсовую шляпу” (верхушку) на соляном месторождении. Аналогичный процесс происходит и на некоторых терригенно-углесланцевых месторождениях, и образуется “гипсовый ковер” (например, Нор-Аревикское месторождение, Армения).

Г. Верхушка **марганцевых** месторождений имеет черный или буро-черный цвет от различных окислов марганца (пирролюзит –  $MnO_2$ , манганит и псиломелан –  $Mn_2O_3 \cdot H_2O$ , вад –  $MnO_2 \cdot H_2O$ , браунит –  $Mn_2O_2$  или  $3Mn_2O_3 \cdot Mn_8 \cdot SiO_3$ ). В этих случаях шляпа сульфидного месторождения называется марганцевой, подобно железной. В тех случаях, когда в полиметаллических месторождениях в качестве нерудных минералов содержатся карбонаты марганца, верхушка окисленных руд характеризуется железо-марганцевым составом, т.е. железо-марганцевой шляпой (манганитами – ситапаритом, вреднебургитом; карбонатами – мангеймитом, сидеритом; силикатами – родонитом, бустамитом) (Бетехтин и др.).

Д. Минералы группы ярозита и, в особенности, сам ярозит (окисный сложный сульфат –  $(Kna)Fe_3[(OH)_6SO_4]_2$ ) плохо растворяются и являются вторыми после лимонита, постоянно присутствующими в верхушках сульфидных месторождений как совместно с железной шляпой, так и самостоятельным прослоем в виде **ярозитовой шляпы**. Она возникает на ранней стадии развития зоны окисления и, по образному выражению С.С. Смирнова, “доживает” до самой поздней стадии и в нейтральной среде переходит в лимонит – конечный продукт окисления сульфидов железа (если, конечно, процесс развивается до конца).

На основании фактического материала В.М. Крейтер и соавторы выделяют “единую подзону железняков и ярозитов”, при этом оставаясь сторонниками двучленного разделения зоны окисления на верхнюю (железная шляпа) и нижнюю (подзона выщелачивания или сыпучек). Так, по их данным, в зоне окисления некоторых колчеданных месторождений (Блява – Ю. Урал, Майкани и Джусалы – Казахстан) под железной шляпой залегают крупные накопления ярозита. Образование бурых железняков этих месторождений обычно связывается с выветриванием ярозита. В.М. Крейтер и соавторы рассматривают ярозиты как промежуточную минеральную форму превращения пирита в бурый железняк, тем самым отрицая возможность образования ярозита за счет гидроокислов железа или древних железных шляп (Крейтер и др.; 1958).

Е. На поверхности крупного **золотомедного** месторождения Нена (андезитовый пояс Фрида-Ривер, Папуа Новая Гвинея) в результате выветривания и выщелачивания образовалась оксидная “**золотая**” шляпа, в которой содержание золота составляет в среднем 1,4 г/т (в первичных рудах 0,6 г/т), а все медные минералы выщелочены. Ниже располагается зона вторичного сульфидного обогащения с высоким содержанием медных минералов – халькозина и в меньшей степени ковеллина (Highlands, 2007).

Ж. В зоне окисления сульфидных месторождений серная кислота, действуя на песчано-глинистые и известковые компоненты руды и на вмещающие породы, часть из них переводит в раствор, мигрирующий с места выветривания, а с некоторыми компонентами образует соединения типа алунита, ярозита и леригита (квасцовый камень). В результате верхушки многих колчеданных месторождений представлены своеобразными остаточными образованиями – “**квасцовыми шляпами**”, иногда разрабатываемыми с целью получения квасцового камня (например, месторождение Шорсу, Узбекистан).

**4.1.2. Подзона полного окисления или медной зелени.** В большинстве случаев под зоной окисления понимается верхушка сульфидных месторождений между поверхностью и уровнем грунтовых вод, которая подразделяется на две подзоны: подзону железных шляп (и ярозита) и подзону выщелачивания. В Геологическом словаре термин “зона окисления” дается в общем виде и отсылается к термину “железная шляпа”, что в данном

случае не приемлемо. Структура и строение зоны окисления, как уже было показано, сложная и многозональная с характерным минеральным и вещественным составом.

Термин “подзона полного окисления” впервые применил В.А. Обручев, объединив его с поверхностным слоем, а в последующем С.С. Смирнов использовал термин “подзона окисленных руд”, поместив его между “поверхностным слоем” и “подзоной окисленных выщелоченных руд”, т.е. между железной шляпой и подзоной выщелачивания (Смирнов 1955; Обручев, 1929).

Подзона медной зелени характеризуется наличием малахита, азурита, хризоколлы, иногда брошантита и бирюзы. Обычно минералы этой подзоны редко образуют значительные по масштабам скопления и развиваются в форме примазок, пятен, прожилков и мелких гнезд, а иногда даже линз. На отдельных месторождениях (например, на Техутском) бирюза образует самостоятельные проявления (месторождения), тем самым являясь одним из элементов зонального многоярусного пластового оруденения зоны гипергенеза сульфидных месторождений.

Часто окисленные руды представлены в виде желваков. Многие из этих желваков состоят из оболочек или скорлуп, подобно чешуйкам луковицы. Сферическая форма в основном образуется в процессе окисления, наподобие концентрических выветриваний на поверхности. На руднике Саусерн Крос (шт.Монтана) желваки золотистого пирита окружены оболочками лимонита, образовавшегося путем окисления сульфида железа на месте. Аналогичная картина наблюдается и на Амулсарском месторождении (РА).

По данным В.М. Крейтера и соавторов, наиболее вероятным представляется растворение в зоне окисления субмикроскопического (дисперсного, тонкодисперсного) золота в сульфате окиси железа в присутствии серной кислоты, т.к. этим объясняется как поведение золота в зоне окисления, так и поведение серебра, которое мигрирует параллельно с золотом и даже опережая его. В зоне окисления сульфат окиси железа подавляет галоиды, однако вблизи уровня грунтовых вод, где среда становится восстановительной, активность сульфата окиси железа резко снижается, и галоиды (хлор, бром, йод) активизируются и связывают серебро и осаждают в виде галогенидов, которые частично увлекают с собой из растворов золото. Об этом свидетельствуют мельчайшие вроски золота в галогенидах серебра, подтверждающиеся оптическими и аналитическими данными. В других случаях, когда галоиды не играют важной роли, серебро и золото восстанавливаются до самородной формы. Это многообразие вариантов растворения и миграции золота в зоне окисления В.М. Крейтер и соавторы объясняют различными окислительными условиями, выделяя три варианта (Крейтер, 1958):

1. Основными реагентами являются сульфат окиси железа и серная кислота; золото и серебро высаживаются в нижней части зоны окисления (Блява, Новый Сибай, Ю. Урал).

2. Основным реагентом является сульфат окиси железа в присутствии серной кислоты и с задержкой галоидов. При этом серебро осаждается в виде галогенидов, а золото мигрирует вниз (Майкани и Джусалы, Казахстан).

3. Основным реагентом является хлорид окиси железа (или галоиды). При этом золото растворяется и мигрирует, а серебро осаждается в виде галогенидов на месте, где на всю глубину зоны окисления установлено наличие серебра, а золото накапливалось на нижних горизонтах (Тандзут, РА).

**4.1.3. Подзона выщелачивания.** А.Г. Бетехтин и соавторы появление подзоны выщелачивания в зоне гипергенеза под зоной окисления объясняют, с одной стороны, “обеднением вадозовых нисходящих вод кислородом”, а с другой, как полагает С.С. Смирнов, увеличением их кислотности до некоторого горизонта с последующей нейтрализацией. В условиях недостатка кислорода образования гидратов железа при разложении сульфидов подкисленными водами не происходит, что влечет за собой вынос и миграцию соединений железа. В подзоне выщелачивания сохраняются труднорастворимые минералы – кварц, барит, свинец, мышьяк, а также самородное золото. Она фактически лишена рудных минералов и представляет собой сыпучки различного состава: кварцевые, баритовые, кварц-баритовые, кремнистые, а также гипсовых и кремнистых плиток. Часто в этих кремнисто-гипсовых сыпучках (Блява) и плитках (Новый Сибай) концентрируются в самородном виде невидимые в первичных колчеданных рудах золото и серебро, хотя в железных шляхах также наблюдается их накопление в промышленных содержаниях. Аналогичная картина наблюдается и на других колчеданных месторождениях Урала и Казахстана (Нейманжал). Возможно, барит-гипсовые песочно-осколочные сыпучки Анкадзорского месторождения, представляющие продукты последней стадии развития зоны окисления, также являются золотосеребоносными, о чем свидетельствуют наши минералогические данные по скважинам 150 и 151.

**4.1.4. Плотик зоны окисления – горизонт “рудного коллажа”.** В зоне окисления наибольшее значение имеет осаждение металлов путем взаимодействия растворов с твердыми телами. Особую роль при этом имеют карбонатные минералы Cu, Mg и Fe (кальцит, доломит, сидерит) во вмещающих боковых породах. Кислые сульфатные растворы при взаимодействии с этими минералами в первую очередь нейтрализуют  $H_2SO_4$  и  $Fe_2(SO_4)_3$ , а в дальнейшем в нейтральной среде происходит следующая обратная реакция Смирнов (1955):



В нормальных условиях циркуляции вод, т.е. в условиях непрерывного и достаточного снабжения новыми порциями сульфатов тяжелых металлов, эта реакция будет протекать в правом направлении и приведет к образованию карбонатов тяжелых металлов, что очень характерно для Cu, Ag и Zn в зоне окисления. На этих горизонтах имеется определенное количество неразложившихся останцев (остатков) первичных сульфидов. С останцами первичных и следами вторичных сульфидов находятся, по мнению В.А. Обручева, “**окислы, сульфаты, карбонаты, самородное золото, серебро, медь**” (Обручев, 1929). Эта зона на Алтае известна давно как “сульфо-оксизона” (по П.П. Пилипенко). Однако С.С. Смирнов категорически возражает, чтобы вторичные окислы смешивали с сульфатами, карбонатами и другими разнородными образованиями, и считает, что горизонт **окисного** обогащения “представляет собой не что иное, как окисленную верхушку зоны вторичного сульфидного обогащения, и нельзя связывать ее образование ... с преимущественным отложением ... в нижних горизонтах зоны окисления разнообразных сульфатов, карбонатов и т.п.” (Смирнов, 1955).

Таким образом, в основании зоны окисления отчетливо устанавливается прослой (горизонт) сульфатов, карбонатов тяжелых металлов, самородных металлов и останцев не-

разложившихся сульфидов и редких следов вторичных окислов, выделяемый нами как плотик зоны окисления – горизонт “**рудного коллажа**”. В отличие от коллажа в концепции тектоники плит, где он означает слипание в единое геологическое образование разнородных частей литосферы, “рудный коллаж” в рудничной геологии означает сонахождение в пределах определенной стратиграфической ниши (единого геологического тела или прослоя, горизонта) различных по составу и генезису минеральных (рудных, самородных) агрегатов с отчетливо выраженными контурами в основании (низах) зоны окисления сульфидных (меднопорфировых) месторождений, выше зоны цементации (вторичного обогащения).

## 4.2. Зона вторичного обогащения

**4.2.1. Горизонт вторичного окисного обогащения.** По данным С.С. Смирнова, “при наличии хорошо выраженной зоны вторичного сульфидного обогащения, при равномерном и медленном понижении уровня грунтовых вод в нижней части зоны окисления может быть выделена более или менее четко оформленная подзона богатых окисленных руд” (Смирнов, 1955). Выше мы уже отметили, что эту подзону С.С. Смирнов рассматривает как “окисленную верхушку” зоны вторичного сульфидного обогащения. В данном случае трудно согласиться с С.С. Смирновым в том, чтобы эту “окисленную верхушку” выделить в основании зоны окисления, а не в качестве прослоя (или горизонта) в верхах зоны цементации (обогащения). По данным В.А. Обручева, “...в зоне окисного обогащения количество руды резко увеличивается, и в иных случаях она даже богаче зоны цементации” (Обручев, 1929).

“Окисленная верхушка” зоны сульфидного обогащения в большинстве случаев представлена вторичными окислами меди – теноритом ( $\text{CuO}$ ) и, возможно, хотя и в меньшей степени, купритом ( $\text{Cu}_2\text{O}$ ). Эта подзона (“верхушка”) давно известна как подзона “**сажистых руд**”. Термин обусловлен черным или черно-бурым цветом и мягкостью руды, марающей пальцы. Она состоит из обломков различных вторичных минералов, связанных новообразовавшимся рыхлым цементом с порошковой, тонкопористой, переходящей в ячеистую структурой. Теноритом определяется цвет и структура “черных сажистых руд”. Тенорит – черная медная руда (смоляная медная руда), обычно встречается в виде землистых и порошковатых образований с примесью окислов железа – мелаконита (высокоокисленного тенорита).

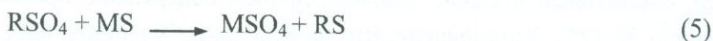
Отметим, что исследования показывают, что в полуокисленных халькозиновых рудах частым продуктом является куприт, причем с примесью самородной меди в виде вкрапленных мелких зерен, т.к. в халькозине недостаточно серы для перевода всей меди в раствор. При окислении халькозина окисным сульфатом железа  $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$  и доступе свободного кислорода происходит его замещение смесью лимонита и куприта с образованием так называемой “кирпичной руды” (красной медной руды) – коллоидных минеральных смесей куприта, тенорита с примесью гидроокислов железа и кремнезема. В состав этих руд, по С.С. Смирнову, входят окислы и гидроокислы меди, самородная медь, малахит и “подобные продукты” начальных стадий изменения халькозина (Смирнов, 1955).

Характерным примером являются окисленные руды Анкадзорского месторождения, где четко появляется самородная медь с теноритом (купритом) в виде налетов и прослоев, а также месторождение Тинтик (шт.Юта, США), где на глубине 700...800 м вместе с вторичными окислами находятся вторичные сульфиды меди. Возможно, к этим образо-

ваниям следует отнести вышеописанную оксидную золотую шляпу над вторичными сульфидными месторождениями Нена (Папуа Новая Гвинея), приподнятой на поверхность в результате орографических движений.

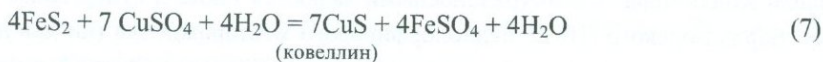
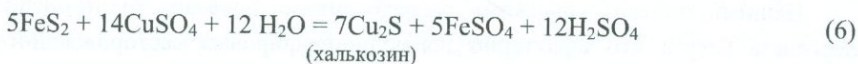
**4.2.2. Подзона вторичного сульфидного обогащения.** Подзона (зона при отсутствии оксидных обогащенных руд) вторичного сульфидного обогащения обычно располагается ниже уровня грунтовых вод. В некоторых случаях схема размещения в зоне гипергенеза в результате наложенных экзогенно-гидрогенных и хемогенных процессов нарушается, о чем было сказано выше. Обычно ее границы резкие, но бывают расплывчатыми и постепенными. Глубина распространения – от десятков до сотен метров. Зона вторичного сульфидного обогащения сложена халькозином, ковеллином и реже борнитом и часто является основным ресурсным потенциалом сульфидного (меднопорфирового) месторождения. Зона вторичного сульфидного обогащения обычно хорошо выражена на меднопорфировых месторождениях с сильно развитой зоной окисления.

Для подзоны вторичного обогащения характерна реакция между сульфатами и сульфидными, что приводит к осаждению вторичных сульфидов по схеме, протекающей без свободного доступа кислорода. Эта одна из особенностей зоны сульфидного обогащения (Обручев, 1929; Бетехтин и др., 1938; Смирнов, 1955).



В зоне окисления эта реакция также имеет место, когда происходит обильное потребление кислорода (окисление), и в результате на некоторых участках резко понижается или отсутствует содержание кислорода.

**Медный сульфат** при отсутствии кислорода легко взаимодействует с **пиритом**, образуя ряд вторичных сульфидов меди и переводя железо в раствор в виде закисного сульфата.



Эти реакции обычно широко развиты в зоне вторичного сульфидного обогащения и редко встречаются в зоне окисления, однако при этом большая часть серы быстро окисляется.

**Медный сульфат** при недостатке кислорода взаимодействует также с **халькопиритом** и закладывает начало образованию вторичных сульфидов меди – халькозина, ковеллина и реже борнита по следующей реакции зоны сульфидного обогащения:



или



В результате халькопирит по краям трещинок замещается вторичными сульфидными, а в центре трещинки располагается лимонит. Основным промежуточным продуктом

при этом является халькозин, окисление которого дает куприт, о чем было сказано выше. Медный сульфат в зоне цементации может вызвать замещение ковеллина халькозином.

В отдельных случаях вторичные сульфиды осаждаются выше уровня грунтовых вод. Допускается, что в сухих областях, где уровень грунтовых вод лежит глубоко, нисходящие метеорные металлосодержащие растворы в вадозовой зоне могут встретить восстановительную среду в пористых породах без доступа кислорода, через которые вода просачивается вниз с поверхности, теряя кислород до зоны насыщения, когда растворы приобретают восстановительный характер, не доходя до уровня грунтовых вод. В этих случаях осаждение металлов имеет место выше уровня грунтовых вод (Эммонс, 1935).

В процессе вторичного сульфидного обогащения параллельно происходит обеднение руд (пород) серой и железом, и они почти полностью лишаются сульфидного железа (Смирнов, 1955). Характерным примером является зона вторичного сульфидного обогащения Техутского месторождения (РА). Здесь она представлена вторичными кварцитами кварц-серицитовый, реже – монокварцевой фаций светло-серого цвета с характерными ажурными пятнами вторичных сульфидов. Порода представлена в виде цельных блоков, кусковатых обломков и сыпучки. При исследовании материала скважин нам удалось выделить горизонтальную зональность распределения вторичных сульфидов в зависимости от преобладающего минерала. В целом выделялись три прослоя (сверху-вниз): ковеллиновый, борнитовый и халькозиновый, причем содержание преобладающего минерала составляло 58-72%. Установлено, что на отдельных участках зона супергенеза представлена двумя ярусами -подзонами, причем верхняя подзона богаче по содержанию меди в 2,24-1,15 раза (по скв. 802 – 0,83%; скв. 831 – 0,46%), чем нижняя (скв. 802 – 0,37%; скв. 831 – 0,40%). Между супергенными подзонами часто выделяются участки смешанных руд, а иногда и блоки непереработанных сульфидных руд, слабо затронутые супергенными процессами. Аналогичное двухъярусное оруденение супергенных руд известно в меднопорфировых месторождениях юго-западных штатов США (напр. Медный пояс Аризоны, месторождение Рей), Вардадзорская меднопорфировая система (месторождение Воскесар).

Нашими минералогическими исследованиями доказана золотоносность руд зоны супергенеза Техута, что характерно для меднопорфировых месторождений "диоритовой" модели Холлистера. Золотоураноносными являются также и супергенные руды аналогичного Вардадзорского (НКР) меднопорфирового месторождения (по данным ВНИИХТ, г. Москва), которое мы относим к золотомеднопорфировому типу "диоритовой" модели. Микроскопические исследования подтверждают наличие золота и серебра не только в супергенных рудах, но и в первичных сульфидных рудах. Технологические исследования, проведенные в ГМИ (2006г.), подтверждают золотоносность супергенных руд, т.к. в медном флотационном концентрате из супергенных руд (общим весом более 1000 кг) содержание золота составило 6 г/т. По нашим предварительным подсчетам, в зоне супергенеза (50 млн.т руды) запасы золота составят примерно 15-20 т (при запасах молибдена 8000 т и меди 230 тыс.т). Мощность зоны вторичного сульфидного обогащения составляет в среднем 50-55 м. Средняя объемная масса руд зоны супергенеза составляет 2,51 г/см<sup>3</sup>. Содержание вторичных сульфидов меди по всем скважинам сильно варьирует и составляет 20-80% от общего содержания сульфидов меди. Среднее содержание меди составляет 0,46%, а молибдена – 0,016%. Характер оруденения прожилково-вкрапленный – штокверковый, однако расслоенный.

Границы зоны вторичного сульфидного обогащения обычно четко выделяются, но иногда они постепенны и представлены смешанными рудами, хотя во многих случаях на меднопорфировых месторождениях мира (Коунрад, Бошекуль, Калмакир, Чауча, Рей и др.) зона вторичного сульфидного обогащения не оконтуривается, а первичные и вторичные сульфиды перерабатываются вместе. Нам представляется, что при таком подходе смешиваются различные генетические образования, отличающиеся, как уже было отмечено, минералого-технологическими, элементными и количественно-качественными показателями. Для оконтуривания супергенных руд в таких случаях можно руководствоваться отношением серы к содержанию общей меди.

Следует отметить, что при формировании эпигенетических инфильтрационных (экзогенных) золоторудных и других месторождений имеют место противонаправленные процессы: с одной стороны, это окислительный рудоформирующий эпигенез, связанный с просачиванием сверху кислородных вод (эпигенетический-инфильтрационный тип), а с другой – восстановительный эпигенез, обусловленный поступлением жидких или газообразных углеводородных восстановителей из более глубоких частей (эпигенетический-анагенный тип, Елисеева и др., 1974). Поэтому в реальных геологических условиях часто наблюдается наложение друг на друга окислительных и восстановительных процессов, определяющих сложную картину эпигенетической (пластовой) зональности. Кроме того, картина осложняется также тем, что часто восстановительная среда для железа может быть окислительной для других металлов, и поэтому совместно могут сосуществовать зона пластового окисления в виде лимонитизации и зона пластового оглеения (восстановление без  $H_2S$ ). В зоне гипергенеза формирование инфильтрационных месторождений золота и других металлов определяется не высокой их концентрацией в рудоносных растворах, а продолжительностью существования геохимического барьера.

Таким образом, на основании вышеизложенного материала обосновывается выделение эпигенетической многослойной рудной модели зоны гипергенеза с характерным зональным железорудным (золотополиметаллическим), золотоурановым и медно(золото)рудным оруденением. Полученные данные являются важным материалом в деле прогнозного планирования природоохранных и недрохранных мероприятий при промышленном освоении руд зоны гипергенеза сульфидных (меднопорфировых) месторождений, а также дают возможность наметить конкретные технико-технологические решения по их рациональному использованию и охране недр.

С этой точки зрения большой интерес представляет оконтуривание зон (полос) фильтрации и выщелачивания золота (серебра) в зоне гипергенеза с одной стороны, а с другой – инфильтрационное осаждение вторичных благородных металлов. Имеющийся в нашем расположении фактический материал по опробованию керн системы буровых скважин одного из сульфидных месторождений дает возможность на меридиональных и широтных вертикальных проекциях буровых скважин с нанесением данных плотности, содержания золота и минералого-петрографического состава пород в первом приближении оконтурить зоны фильтрации, выщелачивания и вторичного осаждения благородных металлов в мощной зоне гипергенеза (до 350 м мощности).

На Центральном и Южном участках оконтуриваются в основном 2 группы фаций вторичных кварцитов по плотности и минералого-петрографическому составу:

1. Алуни-рутил-серицитовые вторичные кварциты, которые характеризуются плотностью от 1,69 до 2,49 г/см<sup>3</sup> и включают: алунитовые, рутиловые, алуни-рутиловые,

рутил-алунитовые и серицит-каолиновые (серицитовые) кварциты, а также кварцевый ар-гиллизит, плагиоандезиты и андезиты;

2. Кварц-гематит-магнетитовые вторичные кварциты полностью от 2,5 до 2,88 г/см<sup>3</sup> и включают: аргиллитизированный железный андезит, гематитовый аргиллизит, гематит-алунитовый, гематитовый, гетит-гематитовый, магнетитовый и рутил-гематитовый кварциты.

Алунит-рутил-серицитовая фация вторичных кварцитов отчетливо оконтуривается в центральной части уч.Южный и служит зоной для фильтрации и выщелачивания под воздействием обогащенных кислородом вадозных вод на глубину, в основном до горизонта 2670 м. Усредненное среднее содержание плотности в зоне составляет 2,36 г/см<sup>3</sup> при плотности в лежачих боках соответственно 2,52 г/см<sup>3</sup> и 2,254 г/см<sup>3</sup>. В самой алунит-рутил-серицитовой зоне объемная масса постепенно увеличивается от 2,254г/см<sup>3</sup> на отметках выше 2900 м до 2,59 г/см<sup>3</sup> на глубинах ниже 2700 м (рис. 4.1, пр.5).

Кварц-гематит-магнетитовая фация вторичных кварцитов отчетливо оконтуривается в центральной части уч. Центральный и служит вместилищем осаждения металлов при их выносе из зон фильтрации и выщелачивания. Объемная масса кварц-гематит-магнетитовой полосы, прослеженная на глубину 300 м, составляет в среднем 2,435 г/см<sup>3</sup>. В самой полосе объемная масса постепенно уменьшается от 2,480 г/см<sup>3</sup> на отметках 2900-2800 м до 2,32 г/см<sup>3</sup> на глубинах 2700-2600 м, а в контактах полосы – на левом и правом боку обнажаются алунит-рутил-серицитовые метасоматиты с объемной массой соответственно 2,241 г/см<sup>3</sup> (на левом боку) и 2,429 г/см<sup>3</sup> (на правом боку). На участке Южный полоса кварц-гематит-магнетитовых вторичных кварцитов прослеживается между двумя ветвями алунит-рутил-серицитовых вторичных кварцитов и характеризуется объемной массой 2,45 г/см<sup>3</sup> (рис. 4.2, пр.5).

На участке Южный наблюдается постепенное увеличение объемной массы с 2,2 г/см<sup>3</sup> на верхних горизонтах, а в последующем 2,382 г/см<sup>3</sup> (2900-2800 м) – 2,441 г/см<sup>3</sup> (2800-2700 м) до 2,59 г/см<sup>3</sup> на горизонтах ниже 2700 м. На участке Центральный наблюдается более сложная картина, вызванная увеличением объемной массы на глубинах 2800-2700 м (2,501 г/см<sup>3</sup>) и 2700-2600 м (2,395 г/см<sup>3</sup>). На верхних горизонтах (в зоне окисления) объемная масса, как и на участке Южный, составляет 2,251 г/см<sup>3</sup>. На горизонтах ниже 2600 м объемная масса составляет 2,345 г/см<sup>3</sup>.

Полоса кварц-гематит-магнетитовых вторичных кварцитов весьма обогащена золотом. Содержание золота в самой полосе на участке Центральный составляет в среднем 0,308 г/т, при этом с постепенным уменьшением с глубиной: 0,676 г/т на отметках 2900-2800 м, 0,264 г/т на отметках 2800-2700м и 0,047 г/т на отметках 2700-2600 м. На левом боку содержание золота составило 0,0365 г/т, а на правом 0,102 г/т (по всей вероятности, лежачий бок). На участке Южный (широтная вертикальная проекция) между алунит-рутил-серицитовыми полосами, т.е. в полосе кварц-гематит-магнетитовых вторичных кварцитов среднее содержание золота составляет 1,975 г/т, а в правом боку короткой полосы – 0,423 г/т, в то время как в левом боку основной алунит-рутил-серицитовой полосы – 0,0025 г/т, а в самой полосе (2950-2650 м) – 0,056 г/т. Здесь создается ложное впечатление, что на горизонте 2880 м зона выщелачивания и фильтрации смещена на запад на 175 м, однако, контакты зоны принципиально отличаются.

Таким образом, в верхних горизонтах алунит-рутил-серицитовой зоны происходит интенсивная фильтрация и выщелачивание, а в верхних горизонтах кварц-гематит-магне-

титовой полосы – интенсивное накопление выщелоченных металлов. Здесь следует учесть также тот факт, что в зоне окисления (плотность  $2,2 \text{ г/см}^3$ ) накапливается от выщелачивания (на месте) золото. На участке Центральной зона гипергенеза по содержанию золота четко делится на два этажа верхний – соответствует зоне окисления, с высоким содержанием золота и низкой плотностью (что характерно для зоны окисления) и нижней – со сравнительно низким содержанием золота и высокой плотностью. Каналы накопления золота в нижней части зоны гипергенеза резко расширяются и соприкосаясь образуют объемно-прерывистую “пластовую” залежь.

Это первая попытка оконтуривания полос фильтрации, выщелачивания и инфильтрационного накопления золота в зоне гипергенеза по плотности пород на глубину 300 м. В первом приближении можно отметить, что в зоне гипергенеза (на глубинах 2500-3500 м) плотность пород отражает содержание золота, хотя прямую зависимость трудно установить. Следовательно, на основании вышеизложенного материала обосновывается выделение эпигенетической многослойной рудной модели зоны гипергенеза с характерным зональным железорудным (золотополиметаллическим), золотоурановым и медно(золото)рудным оруденением. Полученные данные являются важным материалом в деле прогнозного планирования природоохранных и недрохранных мероприятий при промышленном освоении руд зоны гипергенеза сульфидных (меднопорфировых) месторождений, а также дают возможность наметить конкретные технико-технологические решения по их рациональному использованию и охране недр.

#### **4.3. Морфометрические параметры орудинения во вторичных кварцитах и рудные модели скважин участка Воскесар**

Считаем нужным повторить, что металлоносность (золотоносность) покрова вторичных кварцитов имеет постмагматический пневматолито-гидротермальный источник, возможно, мантийный или верхнемантийный (подкорový), связанный не с магматическим батолитом (порфировыми магмами), а с более глубинными трансмагматическими флюидами. Следует отметить, что четко устанавливается разрыв во времени между образованием вторичных кварцитов и оруденением. Однако некоторые исследователи, на примере Коунрада, считают, что оба этих процесса генетически связаны с единым магматическим очагом, а гидротермальные растворы проходили через гранодиорит-порфиры. При этом “рудные растворы, дойдя до экранирующей поверхности эффузивных покровов, растекались по всей ее площади” (Газизова, 1957) с образованием вкрапленных руд. Формирование концентраций рудных компонентов происходило уже в результате процессов окисления, миграции и повторного осаждения сульфидов (свободных металлов) под воздействием экзогенных-гидрогенных процессов.

На данной стадии изученности покрова вторичных кварцитов полезными компонентами можно считать золото, серебро, медь, железо, марганец, титан, серу и некоторые редкие металлы (галлий). Содержания этих компонентов сильно варьируют, и при недостаточном фактическом материале трудно дать достоверную прогнозную оценку ресурсам, поэтому для этих целей мы используем коэффициент достоверности (надежности). Содержание золота во вторичных кварцитах сильно варьирует – от 0,2-0,3 до 16-20 г/т, серебра – от первых десятков до 750 г/т, меди – от 0,3-0,5 до 3 и более %. Отметим, что в экзокварцитах, т.е. в кварцитах, образовавшиеся за счет вулканогенно-осадочных отложений, содержание металлов повышенное и скачкообразное, а в эндокварцитах, т.е. во вторичных

кварцитах, образовавшихся за счет интрузивных пород краевых фаций, содержания металлов относительно низкие и более выдержанные. Наличие лимонита придает кварцитам слегка желтоватую окраску.

Золото во вторичных кварцитах тонкодисперсное. Оно присутствует в разных количествах во всех фациях, однако имеются фации, которые часто называются “рудными кварцитами”, учитывая содержания пирита, халькопирита, магнетита, рутила и лимонита (Соловкин, 1952). К разряду рудных кварцитов в первую очередь относятся серицит-цоизитовые и кальцит-цоизитовые фации. Эти фации кварцитов характеризуются довольно значительными количествами пирита (до 8-10%), халькопирита и лимонита; встречаются также галенит, борнит, гематит, азурит и малахит.

Специальные исследования показали, что в пределах Вардадзорского рудного поля в контуре покрова вторичных кварцитов ареал распределения содержаний меди имеет сравнительно равномерный характер и хорошо совпадает с таковым золота как на поверхности, так и на глубине. Это свидетельствует об однородном золотомедном типе штокверкового оруденения и постоянном составе ожидаемой товарной продукции при ее освоении.

Идея о рудоносности (металлоносности) метасоматических формаций, в частности вторичных кварцитов, не нова; она впервые была высказана советскими геологами при изучении меднопорфировых и корунд-андезитовых месторождений Казахстана (Коунрад, Семизбуг). Н.И. Наконник (1968) вторичные кварциты рассматривает как “особый генетический комплекс закономерно сочетающихся минеральных фаций” при образовании меднопорфировых месторождений. По составу гидротермально измененных пород и их зональности медно-молибденовые месторождения стран СНГ разделяются на несколько групп: коунрадский, казахстанский, бошекульский и калмакирский (Павлова, 1978): Коунрадский тип – это вторично кварц-аргиллизитовая формация; Кальмакирский тип – это аргиллизит-гумбентовая формация; Бошекульский тип – это пропилитовая формация.

### Рудная модель скважины №1

Рудная модель скважины №1 составлена на основании результатов изучения 13 прозрачных и 17 полированных шлифов, а также 11 проб (55 определений) по определению физико-механических свойств. Рудная модель скважины №1 приводится на рис.4.4, пр. 5.

В разрезе скважины вмещающие породы представлены в разной степени гидротермально измененными вторичными кварцитами, образующимися за счет плагио-клязовых андезитов. Последние слагают небольшие прослойки среди кварцитов. В нижних горизонтах по оси скважины породы интенсивно хлоритизированы, эпидотизированы и окварцованы с образованием кварцитизированных пропилитов.

**Вторичные кварциты** представлены серицитовой фацией, обычно с реликтовой порфировой структурой, и распространены до глубины 95м по оси скважины. Реликтовые вкрапленники кварца и плагиоклаза раздроблены, однако целостность кристаллов не нарушена. Основная масса породы представлена относительно крупными зернами кварца изометричной формы, размерами до 0,2-0,5мм, и тонкими чешуйками серицита, рассеянными внутри кварцевых зерен и между ними. Последние иногда замещают хлоритовое вещество, которое является реликтовым агрегатом пропилитизированных вулканических пород хлоритового состава. Серицит образует также плотные скопления в промежутках кварцевых зерен. Серицитовые кварциты часто карбонатизированы с микролепидограноб-

ластовой структурой и микропятнистой текстурой. На фоне кварц-серицитовый основной массы отмечены кварц-карбонатные прожилки, мощностью до 1,0мм. Карбонатное вещество развивается по агрегатам серицита и кварцевых зерен. Внутри агрегатов карбоната сохраняются незамещенные чешуйки серицита. На фоне кварц-серицитовый массы в виде пятен отмечаются агрегаты темно-кристаллического кальцита. Кварц-серицитовый основная масса пронизана мелкими зернами и точечными частицами рудных минералов. Вблизи поверхности, до глубины 30м, серицитовые кварциты местами интенсивно ожелезнены.

Примерный состав серицитовых кварцитов следующий: кварц – 25-58%, серицит – 15-30%, карбонат – 8-33%, реликты плагиоклаза и кварца до 2-4%.

На небольшом интервале (87-88м) по оси скважины №1 вторичные кварциты каолинизированы и принадлежат каолин-серицитовый фации.

На интервале 81-86м отмечены относительно умеренно гидротермально измененные (окварцованные, серицитизированные и карбонатизированные) **плагиоклазо-вые андезиты**, в которых мелкие фенокристаллы представлены двумя генерациями плагиоклаза. Последние частично замещаются чешуйками серицита, которые рассеяны также в микролитовой основной массе. Основная масса хлоритизирована и содержит включения рудных минералов.

На нижних горизонтах по оси скважины №1 породы представлены кварцитизированными пропилитами хлоритовой и хлорит-эпидотовый фации, образующимися за счет андезитов, о чем свидетельствуют их микроскопические пирокласты с микролитовой, пилотакситовой и микропризматическизернистой структурами. Почти половина породы представлена хлоритом или хлорит-эпидотом. Агрегаты ксенобластовых зерен эпидота развиваются по полевошпатовый основной массе андезита. Плагиоклаз местами превращен в агрегатные псевдоморфозы серицита. Породы местами карбонатизированы с образованием ветвящихся прожилков карбоната в кварцитовый массе.

По всей глубине скважины отмечается рассеянная вкрапленность рудных минералов.

Как следует из минерагенной модели скв. №1, до глубины 30м интенсивно проявлены процессы гипергенеза. На этой глубине проходит граница **зоны окисления (гиперген)**. Здесь породы интенсивно лимонитизированы, ожелезнены с образованием натечных образований колломорфно-зонального лимонита со своеобразными структурными рисунками и останками пирита от замещения. Средняя объемная масса руд зоны окисления составляет 2,27г/см<sup>3</sup>.

На 30м зона окисления переходит к **зоне сульфидных руд (гипоген)**. Переход резкий, и на контакте с окисленными рудами была отмечена кварц-халькопирит-пиритовый жила, мощностью до 7-8мм. *Халькопирит* в кварце образует мономинеральные гнездовидные агрегаты. Отмечены скопления идиоморфных кристаллов *пирита*, которые часто раздроблены, и по трещинкам в виде прожилков развивается халькопирит. Последний фрагментарно сопровождает пирит почти по всей глубине скважины (до 13,3м) и представлен рассеянной вкрапленностью в виде неправильных зерен. Халькопирит иногда с борнитом отмечен также в виде мелких оваловидных включений в пирите.

*Пирит* распределен неравномерно. Помимо рассеянной вкрапленности он образует густовкрапленные или гнездообразные скопления. Иногда отмечаются крупные (до 4-5мм) идиоморфные зерна в сростании с магнетит-гематитовый агрегатом. Местами пирит

сильно разъеден нерудным минералом, иногда с центральной части зерен. Часто носит в себе редкие включения халькопирита. Довольно часты прожилковидные скопления пирита в породе. На интервале 100-125м помимо халькопирита отмечены *борнит* и *блеклая руда* в сростании с ним. Блеклая руда представлена теннантитом и образует также каплевидные включения в пирите. Возможно наличие **зоны вторичного сульфидного обогащения (супергена)**. Размеры выделений борнита и блеклой руды мелкие и достигают 0,015мм.

В породе довольно часто отмечаются *магнетит* и *гематит*, которые образуют рассеянную мелкую вкрапленность. Магнетит местами ассоциирует с халькопиритом и зачастую замещается гематит-мартитом. Форма магнетит-мартитовых агрегатов в целом кристаллическая, кубического сечения, иногда с захваченными вовнутрь осколками пирита. В породе отмечены очень мелкие сгруппированные кристаллики *рутила*. Почти во всей глубине скважины в породе отмечаются пятнистые скопления лимонитов.

По данным кернового опробования скв. №1, максимальное содержание меди было установлено на интервале 47,2-49,7м со средним содержанием 1,0%. На этом же интервале содержание золота составляет 2,7 г/т. От 0,7 до 1,0 г/т золота было установлено также на инт. 126-130,6м.

Средняя объемная масса в зоне сульфидных руд составляет 2,87г/см<sup>3</sup> (таб.4.1). На таком же уровне объемной массы находятся также руды зоны вторичного сульфидного обогащения.

Таблица 4.1

Физико-механические параметры руд и пород по данным керна скважины №1

Номера проб	Место отбора	Объемная масса, $\rho$ , г/см <sup>3</sup>	Водонасыщение, W, %	Эффективная пористость, n, %
<i>Зона окисления</i>				
Вос-1-15	Инт.15.0м	2.30	1.95	4.75
Вос-1-26	Инт.26.0м	2.25	1.78	4.01
<b>Среднее</b>		<b>2.27</b>	<b>1.86</b>	<b>4.38</b>
<i>Зона гипогенеза</i>				
Вос-1-56	Инт.56.0м	2.91	0.56	1.37
Вос-1-60	Инт.60.0м	2.84	0.40	1.66
Вос-1-88	Инт.88.0м	2.99	0.42	1.25
Вос-1-96	Инт.96.0м	2.90	0.37	1.07
<b>Среднее</b>		<b>2.91</b>	<b>0.44</b>	<b>1.34</b>
<i>Зона супергенеза</i>				
Вос-1-98	Инт.98.0м	2.88	0.31	0.89
Вос-1-119	Инт.119.0м	2.81	0.49	1.37
<b>Среднее</b>		<b>2.85</b>	<b>0.40</b>	<b>1.13</b>
<i>Зона гипогенеза</i>				
Вос-1-128	Инт.128.0м	2.84	0.54	1.53
Вос-1-135	Инт.135.0м	2.70	0.26	0.70
Вос-1-147	Инт.147.0м	3.00	0.19	0.57
<b>Среднее</b>		<b>2.84</b>	<b>0.33</b>	<b>0.93</b>

## Рудная модель скважины №2

Рудная модель скважины №2 составлена на основании результатов изучения 13 прозрачных и 16 полированных шлифов, а также 10 проб (50 определений) по определению физико-механических свойств. Рудная модель скважины №2 приводится на рис. 4.5, пр. 5.

В разрезе скважины рудовмещающими породами являются интенсивно измененные, железненные, лимонитизированные **вторичные кварциты**. На интервале 17-19.5м породы сильно выветрелые, раздробленные и сцементированные глинистой массой. С глубиной они переходят в светло-серые хрупкие породы с сульфидной минерализацией. На интервале 31.0м проходит зона разлома, сопровождаемая глиной трения и гидроокислами железа. На интервале 34.9-35.8м подсечена брекчиевая дайка. Ниже до интервала 37.0м прослеживаются плотные светло-серые брекчированные кварциты с убогой минерализацией пирита, переходящей к интервалу 66.2м в обильную минерализацию пирита с мелкой вкрапленностью халькопирита, и содержащие безрудные кварцевые и карбонатные прожилки. На интервале 45.0м порода интенсивно ожелезнена и лимонитизирована; представлена каолин-серицитовым кварцитом, карбонатизированным и с карбонатными прожилками.

Минеральный состав породы: серицит – 30%, каолин – 25%, кварц – 8%, карбонат – 32%, рудные минералы – 5%. Порода состоит из тонких чешуек серицита и мельчайших зерен каолина (диккита). Относительно крупные зерна кварца (0.1-0.2мм) в небольшом количестве рассеяны в каолин-серицитовой и карбонатизированной основной массе. Чешуйки серицита преимущественно представлены агрегатными псевдоморфозами по полевым шпатам и плотными скоплениями неправильной формы. Очень тонкие зерна карбоната образуют плотные скопления с крипнокристаллической структурой на фоне каолин-серицитовой основной массы, обуславливая т.н. “облачную” текстуру. Карбонатные микроскопические прожилки являются наиболее поздними и пересекают также агрегаты карбоната в основной массе. Ниже интервала 62.0м породы представлены серицитовым кварцитом и монокварцитом с пирит-халькопиритовой сульфидной минерализацией и незначительным количеством магнетита.

По оси скважины четко выделяется зона окисления, переходящая с глубиной в первичные сульфидные руды с отдельными небольшими интервалами окисленных руд.

Собственно **зона окисления (гиперген)** прослеживается до интервала 28,5м. Здесь в породе довольно часты вкрапления различных гидроокислов железа в виде кольцевидных, дугообразных, прожилковидных образований на стыках нерудных минералов, а также сплошные выделения. На интервале 11,2-12,3м в лимоните отмечены 2 золотишки размерами 0,005мм и на интервале 28,5-28,6м одно зерно *самородного золота* в породе размером 0,003мм.

*Лимониты* наблюдаются как в виде тонкосетчатых образований, пронизывающих всю породу, так и образуют псевдоморфозы по пириту. Замещение в основном частичное, в виде каемчатых образований вокруг пирита; в отдельных случаях отмечены полные псевдоморфозы лимонита по пириту, местами довольно крупные, до 0,5см.

Объемная масса руд в зоне окисления по оси скважины 2 составляет 2.19 г/см<sup>3</sup>.

**Зона первичных сульфидных руд (гипоген)** локализована в железненных кварцитах и представлена пиритом, халькопиритом и гидроокислами железа. *Пирит* здесь образует довольно крупные (до 2мм) слабо трещиноватые идиоморфные включения, с редкими вкрапленниками мелкого (0,02мм) *халькопирита*. Местами по сульфидам развивается ли-

монит. В породе наблюдается рассеянная мелкая сыпь *рутила* и редкие пластинки *гематита*.

На интервале 66,2-67,1м вместе с пиритом ассоциирует *магнетит*, который частично замещается гематит-мартитом. Здесь магнетит встречается довольно часто. И пирит и магнетит сильно раздроблены, магнетит по трещинкам замещается более поздними нерудными минералами. На отдельных участках прожилки пирита переходят в магнетит-мартитовые с мелкими включениями пирита внутри магнетита.

Помимо прожилковых агрегатов, пирит и магнетит образуют довольно крупные вкрапления, каждый из которых проявляется как самостоятельно, так и в совместных сростаниях.

Хотя граница зоны окисления проходит на глубине 28.5м, однако до интервала 68.7м окисленные руды чередуются с сульфидными и даже на интервале 68.7м порода также пронизана тонкой нитевидной сетью гидроокислов железа.

Объемная масса в зоне первичных сульфидных руд по оси скважины №2 в среднем составляет 2.87 г/см<sup>3</sup> (таб. 4.2).

По данным кернового опробования максимальное содержание меди (до 0.5%) отмечено в небольшом интервале на границе зон окисления с сульфидной, а содержание золота не превышает 0.25г/т, хотя минераграфическими исследованиями на глубине 11-12м и 28.5м в лимоните в зоне окисления были зафиксированы включения самородного золота.

Таблица 4.2

Физико-механические параметры руд и пород по данным керна скважины №2

Номера проб	Место отбора	Объемная масса, ρ, г/см <sup>3</sup>	Водонасыщение, W, %	Эффективная пористость, n, %
<i>Зона окисления</i>				
Вос-2-10	Инт.10.0м	2.19	2.42	5.29
<b>Среднее</b>		<b>2.19</b>	<b>2.42</b>	<b>5.29</b>
<i>Зона гипогенеза</i>				
Вос-2-34	Инт.34.0м	2.79	0.24	0.67
Вос-2-37	Инт.37.0м	2.83	0.89	2.51
Вос-2-39	Инт.39.0м	2.92	0.85	2.48
Вос-2-44	Инт.44.0м	2.82	0.47	1.32
Вос-2-53	Инт.53.0м	2.91	0.68	1.97
Вос-2-57	Инт.57.0м	2.84	0.58	1.64
Вос-2-67	Инт.67.0м	2.91	0.45	1.31
Вос-2-68	Инт.68.0м	2.81	0.85	2.38
Вос-2-73	Инт.73.0м	2.97	0.25	0.74
<b>Среднее</b>		<b>2.87</b>	<b>0.58</b>	<b>1.67</b>

### Рудная модель скважины №3

Рудная модель скважины №3 составлена на основании результатов изучения 9 прозрачных и 10 полированных шлифов, а также 9 проб (45 определений) по определению физико-механических свойств. Рудная модель скважины №3 приводится на рис. 4.6, пр. 5.

По оси скважины №3 вмещающие породы представлены серицитовыми кварцитами, на верхних горизонтах относительно интенсивно измененные, выветрелые, ожелезненные, а с глубиной плавно переходящие к эпидозитам. В указанной промежуточной зоне серицитовые кварциты развиваются по пропилитам хлорит-эпидотовой фации с интенсивной сульфидной минерализацией. Эпидозиты далее – с глубиной переходят в метасоматически измененные риолитовые порфиры. Ниже следуют пропилиты по вулканической породе андезитового состава.

По оси скважины выделяются зона окисления, зона вторичного сульфидного обогащения и зона сульфидных руд.

**Зона окисления (гиперген)** прослеживается до интервала 27,0м. Рудовмещающей породой является сильно окисленный серицитовый кварцит, оруденелый, карбонатизированный. Порода состоит из кварца – 44%, серицита – 28%, карбоната – 8% и рудных минералов – 20%. На фоне очень тонкозернистой основной массы кварца неравномерно распределены плотные скопления тонкочешуйчатого серицита и сравнительно крупнозернистого кварца. Кварц-серицитовая основная масса пересекается карбонатными прожилками. Она пронизана рудными минералами, размерами от 0.05-0.1мм до 1.0-1.2мм, прямоугольной, квадратной, а также изометричной неправильной формы. Структура микролепидогранобластовая с участками лепидобластовой и гранобластовой структуры. Карбонатные минералы не парагенны с кварцем или серицитом, они развиваются позднее в виде прожилков или гнездовидных скоплений.

Рудные минералы представлены магнетитом, гематитом, лимонитом и темноцветными окислами железа (возможно, *мелантерит*) очень редко встречается халькопирит и пирит.

*Магнетит* представлен довольно крупными кристаллическими агрегатами, образующими места сечения кубических кристаллов, либо округлые зерна. Зачастую подвержен процессу мартитизации, протекающему в основном по периферии зерен магнетита. Помимо вторичного гематита (*мартит*), отмечен в довольно большом количестве первичный *гематит*, выявляющийся в виде сравнительно крупных (до 0,7мм) призматических или таблитчатых кристаллов, местами сгруппированных в виде сноповидных агрегатов.

*Гидроокислы железа* образуют вкрапленники, прожилки, участки неоднородных по составу ритмических, колломорфных образований размерами до 3мм. Отмечаются также псевдоморфозы лимонита по сульфидам, в которых сохранены реликты пирита и халькопирита.

*Халькопирит* и *пирит* представлены мелкими (0,02мм) редкими включениями в породе, приуроченными главным образом к межстыковым пространствам магнетита или в виде останцев в лимоните.

Объемная масса руд зоны окисления – 2.28 г/см<sup>3</sup>.

**Зона вторичного сульфидного обогащения (суперген)** проявлена на интервале 27,6-55,0м. Серицитовый кварцит на этом интервале характеризуется пятнистой текстурой, образованной пятнистыми и жилкообразными скоплениями тонкозернистого эпидота и тонкочешуйчатого хлорита. Прожилки эпидота наиболее поздние, они секут прожилки и плотные скопления серицита и карбоната. Порода состоит из кварца – 40%, серицита – 17%, эпидота – 11%, карбоната – 12%, хлорита – 15% и рудных минералов. В породе достаточно много мелких включений аксессуарного рутила.

Оруденение здесь представлено прожилково-вкрапленной минерализацией пирита и халькопирита, частично замещенного борнитом. Почти повсеместно отмечены окислы железа.

*Пирит* представлен в основном ксеноморфными агрегатами, местами довольно крупными (до 2мм), иногда осколочными выделениями, слагающими прожилковидные скопления. Крупные зерна пирита трещиноваты, трещинки заполнены магнетит-гематитовым агрегатом. Иногда с ними образует сростки.

*Халькопирит* и *борнит* образуют мелкие, каплевидные включения в пирите, а местами и в магнетит-мартитовом агрегате. Отмечены единичные выделения борнита во вмещающей породе, размерами 0,03мм, с эмульсионными включениями халькопирита.

*Гематит*, помимо вторичного (мартит), отмечен также в виде первичной формы, представленной тонкотаблитчатыми кристаллами.

На интервале 52,6м были отмечены единичные зерна *кубанита* размерами до 0,04мм и *висмутина* размерами 0,02мм.

Объемная масса руд зоны вторичного сульфидного обогащения в среднем составляет 2,92 г/см<sup>3</sup>.

**Зона сульфидных руд (гипоген)** развита ниже интервала 55,0м и прослежена до 110,3м. В целом зона характеризуется наличием на верхних горизонтах гидротермально измененных кварцитов, переходящих с глубиной в эпидозит, кварц-серицитовый риолитовый порфир и пропилит. Эпидозит состоит из мелких неправильных кристаллобластовых зерен эпидота – 55%, имеющих резко выраженные извилистые очертания, кварца – 28%, хлорита – 13% и небольшого количества рудных минералов – 4%.

Оруденение здесь представлено прожилково-вкрапленной минерализацией пирита, при подчиненном количестве халькопирита. Почти повсеместно отмечается гематит.

*Пирит* представлен в основном ксеноморфными агрегатами, слагающими прожилково-вкрапленные скопления. Крупные зерна пирита трещиноваты.

*Халькопирит* образует мелкие, каплевидные включения в пирите.

*Гематит* имеет площадное развитие и представлен тонкотаблитчатыми кристаллами.

На интервале 96.6-99.3м наблюдается кварц-серицитизированный **риолитовый порфир** со значительным содержанием эпидота и селадонита и с реликтовой порфировой структурой. Минеральный состав метасоматически измененного риолитового порфира: серицитизированные фенокристаллы плагиоклаза – 17%, агрегатные псевдоморфозы селадонита по первичным темноцветным минералам – 7%, идиоморфные призматические бесцветные кристаллики эпидота – 19%, тонкие чешуйки серицита, развивающиеся по полевым шпатам – 11%, тонкозернистый кварц в основной массе – 41%, светло-зеленый хлорит – 3%, реликтовые идиоморфные фенокристаллы кварца – 2%.

Фенокристаллы плагиоклаза серицитизированы частично. Отличительной особенностью породы является наличие селадонита в виде агрегатных псевдоморфоз по микрофенокристаллам исходного риолитового порфира. Селадонит чешуйчатый, образует лучистые агрегаты, коричневато-зеленый с высоким двупреломлением (до 0,032), в отличие от сходных хлоритов. Эпидот, как самый поздний минерал, обладает наибольшим идиоморфизмом, образует короткие толстые призмы, в отличие от мелкозернистого ксенобластового эпидота пропилитов. Идиоморфные кристаллики эпидота располагаются также

вдоль трещинок. Оруденение здесь также представлено прожилково-вкрашенной минерализацией пирита, при подчиненном количестве халькопирита.

На интервале 101.1-104.0м. развит **пропилит** слабо окварцованный, серицитизированный, с сульфидной минерализацией. Минеральный состав пропилитизированной, а затем гидротермально слабо измененной **вулканической породы андезитового состава**: хлорит – 40%, эпидот – 18%, кварц – 15%, серицит – 17%, рудные минералы – 10%. В микрочешуйчатой хлоритизированной массе выделяются плотные скопления мелкозернистого эпидота и чешуек серицита, а также мелкие зерна кварца и рудные минералы. Рудные минералы образуют скопления, сосредоточены в микроскопических трещинках в виде жилок и рассеяны в хлоритовой массе.

Текстура пятнистая благодаря плотным скоплениям эпидота и серицита. Структура основной массы неоднородная: микрогранобластовая, лепидобластовая, микролепидогранобластовая.

Оруденение представлено гнездовидно-прожилковидными скоплениями пирита.

*Пирит* здесь представлен агрегатами крупных ксеноморфных кристаллов, несущих в себе относительно редкие включения халькопирита, размерами 0,02-0,03мм. Последний отмечен также в виде периферических оторочек вокруг пирита.

Объемная масса руд зоны сульфидных руд составляет в среднем 2.78 г/см<sup>3</sup> (таб. 4.3).

По данным кернового опробования по всей глубине скважины содержание меди не превышает 0.25%, а максимальное содержание золота (0.5-1.0г/т) было установлено в зоне вторичного сульфидного обогащения на интервале 27.0-33.0м.

Таблица 4.3

Физико-механические параметры руд и пород по данным керна скважины №3

Номера проб	Место отбора	Объемная масса, ρ, г/см <sup>3</sup>	Водонасыщение, W, %	Эффективная пористость, n, %
<i>Зона окисления</i>				
Вос-3-20	Инт.20.0м	2.28	0.35	1.45
<b>Среднее</b>		<b>2.28</b>	<b>0.35</b>	<b>1.45</b>
<i>Зона супергенеза</i>				
Вос-3-29	Инт.29.0м	2.89	0.39	1.12
Вос-3-37	Инт.37.0м	2.81	0.35	0.98
<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>4</b>
Вос-3-42	Инт.42.0м	2.74	0.28	0.76
Вос-3-48	Инт.48.0м	3.19	0.18	0.57
Вос-3-56	Инт.56.0м	2.96	0.34	1.01
<b>Среднее</b>		<b>2.92</b>	<b>0.30</b>	<b>0.75</b>
<i>Зона гипогенеза</i>				
Вос-3-80	Инт.80.0м	3.05	0.13	0.39
Вос-3-99	Инт.99.0м	2.70	0.29	0.78
Вос-3-102	Инт.102.0м	2.66	0.74	1.96
Вос-3-110	Инт.110.0м	2.70	0.43	1.16
<b>Среднее</b>		<b>2.78</b>	<b>0.40</b>	<b>1.07</b>

Рудная модель скважины №4

Рудная модель скважины №4 построена на основании исследования 10 прозрачных, 17 полированных шлифа (аншлифа), а также 16 образцов для петрографического изуче-

ния, отобранных из kernового материала. Рудная модель скважины №4 приводится на рис. 4.7, пр.5.

Макроскопически по оси скважины до глубины 33м kernовый материал представлен вторичными кварцитами, интенсивно трещиноватыми и насквозь пронизанными гидроокислами железа и марганца. На интервале 14,6-19,2м проявляются лимонитизированные светло-фиолетовые гидротермально-измененные породы. Рудная минерализация проявляется в виде редкой рассеянной вкрапленности пирита и халькопирита. Глубокие горизонты представлены различной степени гидротермально измененными породами (хлоритизированными, серицитизированными) с интенсивной прожилково-вкрапленной пирит-халькопиритовой минерализацией.

По петрографической модели скважины №4 вмещающие породы характеризуются преимущественным развитием карбонатизированных, серицитизированных вторичных кварцитов, развивающихся по вулканическим породам андезитового состава или по риолитовым порфирам, перемежающихся с эпидозитами, реже пропиллитами и монокварцитами.

Вторичные кварциты развиты на горизонтах 0,8-33,4м и 100-162,0м. Для чисто *карбонатизированных разностей* (Вос-4-15) характерен следующий минеральный состав: кварц – 58%, карбонат – 39%, рудные минералы – 3%. Основная ткань породы – тонкозернистая, микрогранобластовая масса кварца. Окварцевание происходит за счет микролитовой основной массы андезита. Порфиновые фенокристаллы – полевые шпаты и темноцветные минералы, по-видимому, роговая обманка, превращены в агрегатные псевдоморфозы кальцита. Структура метасоматическая, порфиробластовая с гранобластовой структурой основной массы.

Для **серицитизированных кварцитов** (25,8-29,2м) характерен следующий состав: кварц – 15%, серицит – 25%, карбонат – 27%, рудные минералы – 3%. Основная масса состоит из ксенобластовых зерен кварца и тончайших чешуек серицита и мелких агрегатов кальцита в виде пятен, а также агрегатных псевдоморфоз по фенокристаллам исходных пород. Судя по составу первичной породы вышележащих карбонатизированных кварцитов и нижележащих пропилитов вышеописанные серицитовые кварциты вероятно образовались за счет вулканических пород андезитового состава. **Серицитовые кварциты по риолитам** развиты на горизонтах 102,0-162,0м. Основная масса кислых вулканитов превращена в кварц-серицитовый метасоматит (серицитовый кварцит). Последний пересекается карбонатными и кварцевыми микроскопическими прожилками. Местами по призматическим кристаллам первичной породы развивается селадонит.

**Эпидозиты** развиты на интервалах 33,4-39,1 и 82-100м. Метасоматическая порода состоит преимущественно из кристаллобластовых мелких зерен эпидота, размером 0,05-0,5мм, ксенобластовых зерен кварца и агрегатов из тончайших чешуек хлорита с небольшой примесью карбоната.

Минеральный состав эпидозита: эпидот – 79%, хлорит – 9%, кварц – 6%, кальцит – 3%, рудные – 3%. Эпидот развивается по хлоритизированной массе.

*Монокварциты* развиты очень ограниченно, охватывают горизонт 39,1-41,0.

*Пропилиты хлорит-эпидотовой фации* по андезитам развиты на горизонте 41-79м.

Минеральный состав ее следующий: плагиоклаз – 48% (реликтовый исходной породы), хлорит – 15-20%, эпидот – 12%, кварц – 10-14%, серицит – 20%, рудные – 10-15%. В основном это полные метасоматиты, первично-магматические минералы не сохранены.

Отмечаются интенсивно серицитизированные участки в хлоритизированной массе. Рудные минералы распределены неравномерно и концентрируются в хлоритизированных и кварц-серицитовых литокластах.

Указанные породы в разной степени минерализованы.

По минерагенной модели скважины №4 минерализация характеризуется в целом набором сульфидов железа и меди, окислов и гидроокислов железа. Медь представлена как халькопиритом, так и вторичными сульфидами, в основном борнитом. По разрезу скважины выделяются 3 зоны минералообразования.

**Зона окисления (гиперген)** (0,8-22м) характеризуется интенсивным развитием *гидроокислов железа*. Протяженность зоны окисления на глубину достигает до горизонта 18-20м. Это сильно лимонитизированные породы, представляющие сплошные натечные, прожилкообразные, пятнистые, ячеистые, колломорфные округлые агрегаты *лимонитов* и единичных зерен *пирита*, являющимися останцами от замещения лимонитами. С глубиной количество гидроокислов железа резко уменьшается, уступая место сульфидной минерализации. Средняя объемная масса руд зоны окисления – 2,52г/см<sup>3</sup>.

До глубины 44м проявляется **зона вторичного сульфидного обогащения (суперген)** в виде минерализации борнита, ковеллина и халькозина. *Борнит* и *ковеллин* представлены редкими пятнистыми выделениями в *халькопирите*, а *халькозин* образует единичные включения в борните, халькопирите, либо представлен в виде структуры распада твердого раствора в борните. Размеры выделений борнита варьируют в пределах 0,03-0,05мм. Зерна халькопирита иногда пересекаются кристаллами гематита.

Объемная масса руд зоны супергенеза в среднем составляет 2,77 г/см<sup>3</sup>.

**Зона сульфидных руд (гипоген)** протягивается до конца скважины с интенсивным развитием пирита, магнетита, меньше халькопирита, а в единичных случаях обнаружен висмутин и кубанит.

*Пирит* в целом превалирует. Образует прожилково-вкрапленные, местами гнездовидные агрегаты. Размеры вкраплений пирита местами достигают до 1,2мм. На отдельных участках (135-140м) наблюдается очень густая вкрапленность пирита, образующая практически сплошные мономинеральные поля. Крупные зерна пирита местами сильно катаклазированы. Форма выделений пирита ксеноморфная, в отдельных случаях отмечены идиоморфные кристаллики, иногда с неразвитыми гранями и частыми включениями нерудных минералов. Пирит участвует в составе кварц-сульфидных жил мощностью до 1,2мм, либо представлен серией самостоятельных маломощных прожилков. Часто образует прожилки в сростании с халькопиритом. Последний в большинстве случаев отмечен в более подчиненном количестве, чем пирит. Развивается в основном по трещинкам дробления, образуя характерные структурные рисунки, а также частые, иногда округлые включения в полях пирита. На некоторых горизонтах отмечается несколько повышенное содержание последнего.

*Халькопирит* в основном представлен в виде гнездово-вкрапленных агрегатов. Отдельные вкрапления его зачастую заполняют интерстиции между кристаллическими зернами вмещающих пород. Размеры в среднем 0,3-0,5мм иногда до 0,8мм. По отношению к пириту халькопирит выявляет более позднее происхождение, замещая корродированные зерна пирита или же развивается в нем по трещинкам.

*Кубанит* отмечается в виде включений в пирите в тесной ассоциации с халькопиритом представлен мелкими ксеноморфными выделениями, а иногда образует в халькопирите характерную пластинчатую структуру распада.

*Висмутин* установлен в полях халькопирита в виде редких и мелких включений, а в сростках с ним – в полях пирита. Выделения его иногда округлой формы, местами имеют изометрические очертания с вытянутой призматической формой, размерами до 0,01мм.

*Магнетит* сквозной: отмечается в той или иной степени по всему разрезу скважины, включая частично и зону окисления. Но наибольшая его концентрация приходится на горизонты 61-100м к зоне развития пропилитов и эпидозитов. Здесь он имеет площадное развитие, а также отмечается в виде отдельных идиоморфных кристаллов кубического очертания, иногда раздробленных, размером до 0,03мм. Очень часто сопровождает пирит в прожилках или присутствует в виде мелких включений идиоморфных кристалликов в пирите и халькопирите. По трещинкам и по периферии зерен зачастую развивается *мартит*, на отдельных зернах отмечается зональное замещение магнетита *гематитом-мартитом*. Редко наблюдается первичный *гематит* в виде разрозненных пластинчатых или игольчатых кристалликов.

Объемная масса в зоне сульфидных руд составляет 2,92 г/см<sup>3</sup> ( таб. 4.4.).

Анализируя результаты пробирного и химического анализов по всей длине скважины можно отметить следующее: несколько повышенное содержание золота (0,26-0,5 г/т) приурочено к глубоким горизонтам (140,1-145,5)к зоне развития интенсивной пирит-халькопиритовой минерализации в серицитизированных кварцитах по риолитам, а в целом фоновое содержание его (до 0,25 г/т) наблюдается по всему разрезу скважины, за исключением зоны окисления и не подчиняется никакой закономерности.

Необходимо отметить, что видимого золота при микроскопическом изучении аншлифов не обнаружено.

Данные химических анализов на медь выявляют его относительно высокие содержания (0,26-0,5%) на глубине 33-42м. По остальным горизонтам вплоть до предельной глубины – 170м установлены очень низкие содержания (0,1-0,25%) меди, что не стыкуется с результатами минералогических данных, по которым халькопирит в тех или иных количествах констатирован на всех глубинах.

Таблица 4.4

Физико-механические параметры руд и пород по данным керн скважины №4

Номера проб	Место отбора	Объемная масса, ρ, г/см <sup>3</sup>	Водонасыщение, W, %	Эффективная пористость, n, %
1	2	3	4	5
<i>Зона окисления</i>				
Вос-4-3	Инт.3.0.м	2.43	3.60	8.74
Вос-4-6	Инт.6.0м	2.56	1.66	4.24
Вос-4-17	Инт.17.0м	2.56	0.59	1.51
<b>Среднее</b>		<b>2.52</b>	<b>1.95</b>	<b>4.83</b>
<i>Зона супергенеза</i>				
Вос-4-26	Инт.26.0м	2.71	0.76	2.06
Вос-4-30	Инт.30.0м	2.67	0.47	1.25
Вос-4-39	Инт.39.0м	2.74	0.54	1.48
<b>Среднее</b>		<b>2.77</b>	<b>0.59</b>	<b>1.60</b>

1	2	3	4	5
<i>Зона гипогенеза</i>				
Вос-4-45	Инт.45.0м	2.85	0.51	1.45
Вос-4-52	Инт.52.0м	2.95	0.48	1.42
Вос-4-54	Инт.54.0м	2.94	0.28	0.82
Вос-4-73	Инт.73.0м	2.95	0.36	1.06
Вос-4-95	Инт.95.0м	3.12	0.47	1.46
Вос-4-102	Инт.102.0м	2.80	0.34	0.95
Вос-4-113	Инт.113.0м	3.18	0.31	0.98
Вос-4-118	Инт.118.0м	2.81	0.52	1.46
Вос-4-123	Инт.123.0м	2.83	0.40	1.13
Вос-4-162	Инт.162.0м	2.70	0.33	0.89
<b>Среднее</b>		<b>2.92</b>	<b>0.40</b>	<b>1.16</b>

### Рудная модель скважины №5

Рудная модель скважины №5 составлена на основании результатов изучения 21 прозрачного и 24 полированных шлифов, а также 18 проб (90 определений) по определению физико-механических свойств. Рудная модель скважины №5 приводится на рис. 4.6, пр.5.

По разрезу оси скважины вмещающие породы представлены различными фациями в разной степени гидротермально измененных вторичных кварцитов и пропилитами, образовавшимися за счет плагиоандезитов и риодацитов.

Вторичные кварциты представлены серицитовой и каолин-серицитовой фациями, и судя по реликтам первичной породы, образовались за счет плагиоандезитов и риодацитов. Они наблюдаются в керне по всей глубине скважины, местами перемежаясь пропилитами различных фаций. Фактически по всему разрезу скважины серицитовые и каолин-серицитовые кварциты характеризуются реликтовой порфировой структурой с клино-цоизитом и хлоритом – основными минералами пропилитов. Структура реликтовая, порфиробластовая, благодаря присутствию кристаллобластов клиноцоизита. Хлорит имеет псевдоморфозный характер и в ассоциации с клиноцоизитом развивается по темноцветным минералам. Серицит обычно представлен рассеянными чешуйками и агрегатными псевдоморфозами по плагиоклазу и в ассоциации с мелкими зернами кварца слагает основную массу породы. На этом фоне наблюдаются сравнительно крупные ксеноморфные зерна или оплавленные фенокристаллы кварца. Плагиоклаз иногда остается в виде неизмененных реликтов. Участками эти породы карбо-натизированы. Карбонатные минералы в небольшом количестве отмечаются также в виде идиоморфных кристаллов, а также прожилков.

**Пропилиты** представлены хлорит-эпидотовой фацией и также образовались за счет риодацитов и плагиоандезитов. Характеризуются интенсивной хлоритизацией и эпидотизацией первичной породы, вплоть до образования участками эпидозита (инт. 107.3-109.5м). Здесь порода состоит в основном из клиноцоизита (43%) и кварца (47%). Присутствует также небольшое количество позднего хлорита (7%), образующегося по агрегатам клиноцоизита. Эпидозиты образуются обычно по гранитоидам, однако не исключается их образование также по вулканическим породам. Сами пропилиты состоят из основной мелкозернистой массы, сложенной изометричными зернами кварца, порфиробластами эпидота, мелкими чешуйками и радиально-лучистыми агрегатами светло-зеленого хлорита, реликтовыми серицитизированными вкрапленниками плагио-клаза, небольшого количества

карбоната в виде прожилков и пятен и рудных минералов. Структура порфириобластовая благодаря крупным кристаллам эпидота, реликтовая, обусловленная присутствием порфировых фенокристаллов плагиоклаза. В нижних горизонтах серицитовые кварциты катаклазированы, обломки кварцита сцементированы кварцевым эпидозитом. В цементирующей массе эпидозита рудных минералов относительно больше, чем в брекчиях кварцита. Все породы в различной степени минерализованы. По оси скважины №5 четко проявлены 3 зоны минерализации: зона окисления, зона вторичного сульфидного обогащения и зона первичных сульфидных руд.

**Зона окисления (гиперген)** (инт.3.8-35.0м) прослеживается от почвенного слоя, начиная с 3.8м. Интенсивно развитые на верхних горизонтах процессы гипергенеза постепенно затухиваются к 35.0м глубины. Порода местами сильно обеленная, обохренная, с глубиной переходит в более плотные вторичные кварциты, пропитанные гидроокислами железа и марганца.

*Гидроокислы железа* образуют вкрапленники, прожилки, участки неоднородных по составу ритмических, колломорфных образований, толщиной от нескольких микрон до 1-5мм. Отмечаются также псевдоморфозы лимонита по сульфидам, в которых сохранены реликты пирита и халькопирита. Гидроокислы железа представлены в основном гидрогетитом и минералами группы лимонита. Гетит и гидрогетит образуют агрегаты, размерами 2-3мм, с четко выраженной зонально-колломорфной структурой.

Соответственно, относительное содержание сульфидов по отношению к гидроокислам железа увеличивается с глубиной, колеблясь от 0.5% до 35% от занимаемой поверхности аншлифов. Соотношения пирита и халькопирита меняются от равных до преобладающего или одного, или другого.

Сульфидная минерализация представлена сильно катаклазированным пиритом и халькопиритом.

*Пирит* отмечается в виде единичных крупнокристаллических, идиоморфных кристаллов пентагондодекаэдральной и кубической формы, с плохо сохранными гранями и их агрегатами; размеры отдельных кристаллов до 0.1мм, агрегатов до 3.0мм. Пирит наблюдается от свежих зерен, почти не тронутых процессом окисления, до полных псевдоморфоз.

*Халькопирит* образует ксеноморфные выделения, размерами от микронных до 0,01мм, приуроченных к межзерновым пространствам жильного кварца и рассеянных в породе.

В кварце отмечалось очень мелкое выделение минерала с высокой отражательной способностью – возможно, самородное серебро.

*Окислы железа* представлены очень редкими, мелкими вкрапленниками. Окислы железа имеют вкрапленное площадное развитие в породе.

Необычная для окисленных руд высокая объемная масса, в среднем равная  $2.63\text{г/см}^3$ , объясняется высоким содержанием сульфидов с небольшой степенью окисления.

**Зона вторичного сульфидного обогащения (суперген)** (инт. 35.1-45,2м) характеризуется гидротермально измененными оруденелыми светло-серыми брекчиевидными вторичными кварцитами. Последние сильно серицитизированы, хлоритизированы, участками каолинизированы, пересечены микроскопическими жилками карбоната и кварца, которые образуют также пятна неправильной формы в тонкозернистой микро-гранобластовой

массе. Местами отмечается реликтовая порфирировая структура с оплавленными фенокристаллами кварца.

Оруденение здесь представлено прожилково-вкрапленной минерализацией пирита, и в относительно меньших количествах присутствует халькопирит, частично замещенный борнитом. Почти повсеместно отмечены окислы железа.

*Пирит* образует неравномернозернистую вкрапленность, на отдельных участках она очень густая (инт. 44м) и представлена в основном идиоморфными кристаллами размерами до 2мм. Относительно крупные кристаллы пирита катаклазированы. Весьма характерны мелкие (размерами до 0,01-0,1мм) округлые и ксеноморфные включения халькопирита в полях пирита. Иногда халькопирит развивается по трещинам пирита. Местами грани кристаллов пирита сильно разъедены. Отмечены сростки пирита с халькопиритом и борнитом.

*Халькопирит* в основном образует неравномерную мелкую ксеноморфную вкрапленность, а в породе – иногда обособленные гнездовидные участки, размеры отдельных вкраплений варьируют от нескольких микрон до 0.2мм. В тесной ассоциации с халькопиритом отмечается борнит, развиваясь по его контакту с кварцем. В халькопирите также отмечаются тонкие прожилки и мелкие включения борнита.

*Борнит* выделяется позднее халькопирита, образуя структуры замещения. Процесс замещения в основном идет по периферии зерен халькопирита с образованием каемчатых структур. Ширина каемок колеблется в пределах 0,01-0,03мм. В борните также наблюдаются пластинчатые и решетчатые выделения халькопирита – результат структуры распада твердого раствора. Борнит является единственным вторичным продуктом от замещения и в количественном отношении уступает халькопириту.

*Окислы железа* имеют вкрапленное развитие в породе. Возможно, приурочены к определенным нерудным минералам, где развиваются по кристаллическим зонам в виде направленных, пластинчатых выделений.

Объемная масса руд зоны вторичного сульфидного обогащения по оси скважины составляет 2.65 г/см<sup>3</sup>.

**Зона сульфидных руд (гипоген)** (инт. 45,2-159,0м). В целом зона характеризуется наличием на верхних горизонтах гидротермально измененных плагиоандезитов, переходящих с глубиной в серицитовый кварцит с реликтовой структурой по плагио-андезитам, местами карбонатизированный и со значительным содержанием эпидота и хлорита.

Оруденение здесь развито неравномерно – от убогой прожилково-вкрапленной минерализации до сплошных пиритистых руд, при подчиненном количестве халькопирита. Почти повсеместно отмечены окислы железа, в основном представленные магнетитом и гематитом.

*Пирит* превалирует, слагает вкрапления идиоморфных кристаллов, их ксеноморфных агрегатов, размерами до 4,0мм. Местами пирит сильно катаклазирован, разъеден, отмечаются участки направленных обломков. В пирите отмечаются тонкие прожилки и каплевидные включения халькопирита, а иногда редкие кристаллики магнетита. На интервале 76.6м наблюдаются агрегаты пирита в сростках с магнетитом и с массой вкраплений халькопирита. На интервале 86.5-89.8м. в пирите отмечались каплевидные включения халькопирита с *кубанитом*.

*Халькопирит* наблюдается повсеместно, но в малых количествах, как в виде самостоятельных рассеянных ксеноморфных зерен, местами образующих гнездовидные скопле-

ния, так и сростков с пиритом, где халькопирит нарастает, окружает и замещает раздробленные зерна пирита.

На интервале 84.2-86.2м рудная минерализация представлена в основном халькопиритом, в небольшом количестве отмечается пирит. Здесь халькопирит образует ксеноморфные выделения, сильно трещиноватые, размерами до 1-2мм. В полях халькопирита наблюдаются редкие микронные вкрапления самородного золота и серебра.

*Самородное золото и серебро* отмечаются в халькопирите и кварце в виде мелких неправильных выделений, размерами до 5-7мк.

На интервале 52.6-58.3м наблюдалось обособленное гнездовидное скопление мелких ксеноморфных вкрапленников *галенита* и очень мелких редких вкраплений *самородного золота* и *самородного серебра*.

*Окислы железа* имеют вкрапленное развитие в породе. Часть из них приурочена к определенным нерудным минералам, где они развиваются по кристаллическим зонам в виде направленных, пластинчатых выделений, наряду с ними с интервала 48.5-50.0м и на глубину увеличивается количество магнетита. Магнетит образует ксеноморфные агрегаты с пиритом, размерами до 0,5мм, а также наблюдаются отдельные, близкие к идио-морфным, кристаллы округлого сечения размерами до 0,06мм, образующие рассеянную вкрапленность в породе. Некоторые зерна в разной степени мартитизированы.

Средняя объемная масса в зоне сульфидных руд по оси скважины №5 равна 2.85 г/см<sup>3</sup> (таб. 4.5).

По данным кернового опробования, максимальное содержание меди (до 0.5%) было установлено на глубине 77-82м, а золота (выше 1г/т) было отмечено на глубине 113-118м. На глубине 84м минераграфическими исследованиями отмечены несколько зерен самородного золота, которое, однако, анализами не было установлено.

Таблица 4.5

Физико-механические параметры руд и пород по данным керна скважины №5

Номера проб	Место отбора	Объемная масса, ρ, г/см <sup>3</sup>	Водонасыщение, W, %	Эффективная пористость, n, %
1	2	3	4	5
<i>Зона окисления</i>				
Вос-5-6	Инт.6.0м	2.51	2.12	5.32
Вос-5-12	Инт.12.0м	2.67	0.36	0.96
Вос-5-24	Инт.24.0м	2.67	0.28	0.74
Вос-5-26	Инт.26.0м	2.72	0.32	0.87
Вос-5-30	Инт.30.0м	2.67	0.74	1.97
Вос-5-35	Инт.35.0м	2.60	0.85	2.21
<b>Среднее</b>		<b>2.63</b>	<b>0.78</b>	<b>2.01</b>
<i>Зона супергенеза</i>				
Вос-5-40	Инт.40.0м	2.61	0.72	1.87
Вос-5-44	Инт.44.0м	2.69	0.72	1.93
<b>Среднее</b>		<b>2.65</b>	<b>0.72</b>	<b>1.90</b>
<i>Зона гипогенеза</i>				
Вос-5-49	Инт.49.0м	3.05	0.55	1.67
Вос-5-52	Инт.52.0м	2.90	1.09	3.16
Вос-5-62	Инт.62.0м	2.73	0.61	1.66

1	2	3	4	5
Вос-5-72	Инт.72.0м	2.92	0.37	1.08
Вос-5-89	Инт.89.0м	2.85	0.59	1.68
Вос-5-97	Инт.97.0м	2.65	0.97	2.57
Вос-5-102	Инт.102.0м	2.97	0.48	1.42
Вос-5-118.8	Инт.188.8м	2.93	0.33	0.96
Вос-5-120	Инт.120.0м	2.81	0.26	0.73
Вос-5-159	Инт.159.0м	2.71	0.22	0.59
<b>Среднее</b>		<b>2.85</b>	<b>0.54</b>	<b>1.55</b>

### Рудная модель скважины №6

Рудная модель скважины №6 составлена на основании исследования 19 прозрачных, 24 полированных шлифов (аншлифов), а также 14 (70 определений) образцов для петрофизических исследований. Рудная модель скважины №6 приводится на рис.4.9, пр.5.

Макроскопически породы, слагающие скважину, представлены в основном разноокрашенными кварцитами с разной степенью хлоритизации, эпидотизации, пиритизации. На отдельных участках (27,5; 54-58м) отмечены брекчиевые дайки и карбонатные прожилки в контакте с дайкой. Верхние горизонты интенсивно заохрены и выщелочены.

Из рудных минералов необходимо отметить интенсивную минерализацию пирита в виде вкраплений, гнезд и прожилков. В относительно меньших количествах отмечаются халькопирит и вторичные сульфиды меди. Почти повсеместно широко развиты окислы железа в виде магнетита и гематита.

По оси скважины №6 рудовмещающие породы представлены в основном каолин-серицитовыми кварцитами, монокварцитами, менее развиты туфобрекчии, пропилиты по андезитам.

*Туфобрекчии* развиты больше на верхних горизонтах (0-15м, 52,0-59,0). На горизонте 0-15м они сильно ожелезнены. Порода содержит плотные скопления тонких чешуек серицита, агрегатные псевдоморфозы серицита по вкрапленникам плагиоклазов исходных пород, мелкие гранобластовые зерна кварца. Она пронизана окислами и гидроокислами железа, а также прожилками вторичных минералов красно-бурого цвета. Порода катаклизирована. Вторичные окислы железа с кальцитом образуют сетку в кварц-серицитовой тонкозернистой основной массе. Минеральный состав породы: окислы и гидроокислы железа, серицит, кальцит, каолин, кварц.

На более глубоких горизонтах (52-59м) туфобрекчии представлены метасоматически умеренно-измененной породой. Серицит в основной массе и в литокластах рассеян в виде пятен, гнезд неправильной формы. Между чешуйками серицита сохранилось значительное количество микролитов плагиоклаза. Изменения в целом представлены серицитизацией и окварцеванием, развивается также хлоритизация.

На интервале 57м отмечена мраморизация; ширина крупнокристаллической полоски кальцита составляет 5-6мм.

На интервале 15-26,0м проявляются *пропилиты по андезитам*. Минеральный состав этой метасоматически измененной породы: кварц – 37%, серицит – 33%, хлорит – 16%, эпидот – 10%, рудные минералы – 4%. Структура реликтовая порфирировая с микро-гранобластовой структурой основной массы. В тонкокристаллической, тонко-чешуйчатой основной массе видны многочисленные серицитовые фенокристаллы плагиоклазов. Вкрапленники полевых шпатов превращены в агрегатные псевдоморфозы серицита. Отмечается небольшое количество каолина. Основная масса первичной вулканической породы частично хлоритизирована, отмечается и эпидот, развивающийся по серицитовым агрегатам

фенокристаллов. Эпидот является более поздним, чем кварц-серицитовый агрегат. Он бесцветный тонкозернистый, ксенобластовый, хотя отмечаются и тонкопризматические кристаллы.

На глубине 102,0-117,0м пропилиты развиваются по хлорит-эпидотовой фации. Минеральный состав здесь следующий: хлорит – 32%, эпидот – 22%, серицит – 27%, кварц – 15%, рудные минералы – 4%.

В результате окварцевания и серицитизации образуется структура (лепидо-гранобластовая), характеризующаяся развитием минералов стадии кислотного выщелачивания – кварца и серицита. Процесс серицитизации развивается по всей массе пропили-тизированного вулканита, а также по фенокристаллам плагиоклаза. Чешуйки серицита образуют агрегатные псевдоморфозы по фенокристаллам полевых шпатов. Однако в гидротермально измененной породе преобладают минералы пропилитов – хлорит и эпидот. Отмечены псевдоморфозы эпидота по темноцветным минералам.

Основную часть описываемой скважины представляют кварциты различных фаций. На горизонте 26,0-52,0м это каолин-серицитовые кварциты; горизонт 59-84,0м и 87,0-98,0м - серицитовые кварциты, горизонт 121,0м и глубже – серицитовые и каолин-серицитовые кварциты по риолитам. На горизонтах 84,0-87,0м, 98,0-102,0м и 117,0-121,0м развиваются монокварциты.

В каолин-серицитовых кварцитах реликтовые фенокристаллы плагиоклаза превращены в каолин-серицитовый агрегат. Сохранились лишь очертания плагиоклаза. В основной массе кварц образует неправильные изометричные зерна размерами 0,05-0,1мм. Образует пятнистые скопления с серицитом, а также в небольших количествах хлоритом, эпидотом.

Серицитовые кварциты содержат на ряде участков значительные количества реликтового хлорита. Минеральный состав: кварц – 30-40%, серицит – 30-40%, хлорит – 20-23%, рудные минералы – ~7%.

На горизонте 64,0м хлорита очень мало; кварцит рассечен кварцевыми, карбонатными и рудными микроскопическими прожилками.

На горизонте 66,9м серицитовый кварцит развивается по риолитовым порфирам и реликтовым идиоморфным фенокристаллам кварца.

Монокварциты состоят из гетеробластовых зерен кварца размерами от 0,05 до 1мм. Это идиоморфные зерна, а также удлиненные кристаллики кварца различных размеров. Структура гетеробластовая. На горизонте 119,0м монокварцит карбонатизирован. Здесь отмечаются чешуйчатые зерна хлорита, а также агрегатные псевдоморфозы эпидота. Содержание хлорита и эпидота порядка 35%.

Руды в целом характеризуются довольно сложным составом. Это в основном сульфиды меди и железа: пирит, халькопирит, кубанит, вторичные сульфиды меди: бор-нит, халькозин, а также окислы и гидроокислы железа: магнетит, гематит, лимонит.

По оси скважины №6 выделяются зоны окисления, вторичного сульфидного обогащения и первичных сульфидных руд.

**Зона окисления (гиперген)** представлена в основном гидроокислами железа и реликтами пирита и халькопирита.

*Гидроокислы железа* представлены сплошными скоплениями в виде бурых железняков в парагенезисе с сульфидами железа и меди. Последних на верхних горизонтах очень мало и встречаются довольно часто на верхних горизонтах скважины гипергенных образо-

ваний. Протяженность зоны окисления на глубину прослеживается до горизонта 30,0-33,0м. Минералы группы гидроокислов железа, именуемые условным названием лимониты, встречаются, в основном, совместно. В целом можно отметить 2 основные разновидности лимонитов: а) колломорфные (скрытокристаллические), б) кристаллические. Колломорфные разновидности характерны многокомпонентной смесью с метаколлоидной структурой: зональной, ритмически зональной. Кристаллические разновидности гидроокислов железа представлены, возможно, лепидокроцитом либо гетитом и образуют игольчатые, радиально-лучистые, призматические, тонковолокнистые агрегаты. В ряде случаев отмечены лимониты, образующие псевдоморфозы по пириту. Здесь мы имеем либо начальный процесс замещения, где образуются петельчатые, решетчатые, каемчатые структуры замещения, либо конечный продукт в виде лимонита, имеющего кубическое сечение. Среди выделений гидроокислов железа было отмечено зерно самородного золота.

На интервале 19,2 и глубже до 33м отмечено интенсивное проявление магнетита; последний почти повсеместно замещается гематит-мартитом. Магнетит наблюдается в виде вкрапленников в породе и имеет площадное развитие. Помимо гематита-мартита отмечены также самостоятельные выделения первичного гематита в виде призматических игольчатых кристаллов.

Сульфиды железа и меди, представленные пиритом и халькопиритом в зоне окисления очень редки и присутствуют в виде единичных микронных вкраплений в породе, либо останцев от замещения лимонитом.

Зона окисления прослеживается до глубины 36м. Средняя объемная масса руд в зоне окисления по разрезу скважины №6 составляет 2,63г/см<sup>3</sup>.

**Зона вторичного сульфидного обогащения (суперген)** проявляется на глубинах 59-71 и 94-115м. Здесь сульфиды железа и меди проявляются несколько чаще. В большом количестве проявляются окислы железа в виде магнетита, гематит-мартита и первичного гематита в виде игольчатых кристаллов. Наряду с вкрапленниками *пирита*, в относительно больших количествах отмечен *халькопирит*. Последний образует ксеноморфные зерна, развивающиеся в интерстициях кристаллических агрегатов кварца. По контакту халькопирита с кварцем и в полях халькопирита развиваются прожилки и мелкие включения *борнита* и *халькозина*, образующие структуры замещения по халькопириту.

Для зоны вторичного сульфидного обогащения характерно относительно слабое развитие *гидроокислов железа*. Последние образуют либо мелкие пятнистые скопления в породе, либо тонкие каемки вокруг зерен пирита и халькопирита. Довольно редки здесь и окислы железа: *магнетит* и *гематит*. На горизонте 64м в полях пирита отмечены каплевидные и прожилковидные выделения халькопирита, местами в ассоциации с *кубанитом*, а на 67м был обнаружен *сфалерит*, который замещает пирит и прорастается по нему. На глубине 94-115м борнит и халькозин развиваются по халькопириту спорадически в виде тонких каемчатых агрегатов или каплевидных включений последних в пирите.

Необходимо отметить, что на горизонте 100м наряду с окислительным процессом мартитизации имеет место и восстановительный процесс о чем свидетельствует наличие здесь пластинчатых кристалликов мушкетовита.

*Висмутин* очень редкий минерал для Воскесарского месторождения и в описываемой скважине он отмечен на горизонте 106м. Образует как самостоятельные мелкие выделения, так и сростки с халькопиритом, пиритом и мартитизированным магнетитом. Размеры его колеблются в пределах 0,05мм.

Объемная масса руд в зоне супергенеза составляет в среднем 2,88 г/см<sup>3</sup>.

**Зона сульфидных руд (гипоген)** проявляется на глубинах 36-59, 71-94 и ниже 115м с интенсивной минерализацией магнетита и гематит-мартита.

*Пирит* здесь резко превалирует. Образует как сросшиеся агрегаты, так и вкрапленность размерами до 3-5мм. Пирит сильно катаклазирован с массой включений нерудных минералов и халькопирита.

*Халькопирит* имеет подчиненное значение. Образует либо прожилки, цементирующие катаклазированные зерна пирита, либо вкрапленники ксеноморфных зерен, размера-ми до 0,1мм.

В большом количестве здесь присутствуют окислы железа в виде *магнетита* и *гематит-мартита*. Мартитизированные кристаллы магнетита часто нарастают на пирит или замещаются халькопиритом.

Объемная масса зоны сульфидных руд в среднем составляет 2,82 г/см<sup>3</sup> (таб. 4.6.).

По данным кернового опробования, по оси скважины №6 **медь** практически не обнаружена, лишь в двух групповых пробах ее содержание находится в пределах 0,1-0,25%. В остальных случаях оно составляет сотые доли процентов. Максимальное содержание **золота** (>1,0г/т), по данным пробирного анализа, было обнаружено на интервале 57-62м, тогда как видимое самородное золото под микроскопом нами было обнаружено в зоне окисления на глубине 33м.

Таблица 4.6

Физико-механические параметры руд и пород по данным керна скважины №6

Номера проб	Место отбора	Объемная масса, ρ, г/см <sup>3</sup>	Водонасыщение, W, %	Эффективная пористость, п, %
<i>Зона окисления</i>				
Вос-6-14	Инт.14.0м	2.57	3.67	9.43
Вос-6-24	Инт.24.0м	2.64	1.86	4.91
Вос-6-33	Инт.33.0м	2.69	1.19	3.20
<b>Среднее</b>		<b>2.63</b>	<b>2.24</b>	<b>5.84</b>
<i>Зона гипогенеза</i>				
Вос-6-47	Инт.47.0м	2.89	0.43	1.24
<b>Среднее</b>		<b>2.89</b>	<b>0.43</b>	<b>1.24</b>
<i>Зона супергенеза</i>				
Вос-6-68	Инт.68.0м	2.83	0.32	0.90
<b>Среднее</b>		<b>2.83</b>	<b>0.32</b>	<b>0.90</b>
<i>Зона гипогенеза</i>				
Вос-6-78	Инт.78.0м	2.80	0.47	1.31
Вос-6-81'	Инт.81.0м	2.84	0.33	0.93
Вос-6-82	Инт.82.0м	2.88	0.27	0.77
Вос-6-86	Инт.86.0м	2.88	0.96	2.76
<b>Среднее</b>		<b>2.85</b>	<b>0.50</b>	<b>1.44</b>
<i>Зона супергенеза</i>				
Вос-6-100	Инт.100.0м	2.86	0.32	0.91
Вос-6-102	Инт.102.0м	2.90	0.28	0.81
Вос-6-111	Инт.111.0м	3.00	0.45	1.35
<b>Среднее</b>		<b>2.92</b>	<b>0.35</b>	<b>1.02</b>
<i>Зона гипогенеза</i>				
Вос-6-138	Инт.138.0м	2.71	0.50	1.35
<b>Среднее</b>		<b>2.71</b>	<b>0.50</b>	<b>1.35</b>

Рудная модель скв. №7 составлена на основании результатов изучения 13 прозрачных, 18 полированных шлифов и показателей 13 проб (65 определений) по физико-механическим параметрам. Рудная модель скв. № 7 приводится на рис.4.10, пр.5.

В разрезе скв. № 7 вмещающие породы представлены вторичными кварцитами, образующимися за счет или кислых вулканитов (риолитов или риодацитов), или андезитов. На нижних горизонтах по кислым вулканитам образуются пропилиты.

**Вторичные кварциты** представлены серицитовой и каолин-серицитовой фациями и состоят из тонкозернистой-тонкочешуйчатой основной массы кварца и серицита с реликтовыми вкрапленниками плагиоклаза, превращенными в агрегатные псевдоморфозы серицита. От первичной исходной породы остались лишь идиоморфные, оплавленные кристаллы кварца, свидетельствующие о ее первоначальном кислом составе (риолитовом или риодацитовом). На верхних горизонтах серицитовые кварциты местами интенсивно карбонатизированы. Карбонат представлен прожилками или равномерно распределенными мелкими пятнами. Содержание карбоната достигает 10-15%.

На нижних горизонтах во вторичных кварцитах гидротермальные изменения, помимо серицитизации, выражаются также каолинизацией и частично хлоритизацией. При этом серицит развивается в ассоциации с очень тонкими зернышками каолина. Хлорит развивается в основной массе. К хлоритизированным участкам приурочивается рудная минерализация.

В целом для серицитовых кварцитов по риодацитам характерен следующий минеральный состав: кварц – 45-65%, серицит – 18-20%, карбонат – 10-15%, рудные минералы – 8-10%, а для каолин-серицитовых кварцитов: кварц – 25-57%, серицит – 25-37%, хлорит – 20-22%, каолин – до 10%, рудные минералы – 12-20%.

**Серицитовые кварциты**, образующиеся за счет пород андезитового состава, по оси скважины слагают прослойку среди кварцитов по кислым вулканитам и характеризуются мелкозернистой массой, в которой видны отдельные фенокристаллы плагиоклаза, полностью замещенные чешуйками серицита. Текстура породы брекчиевидная. Структура основной массы микрогранобластовая.

**Пропилиты по кислым вулканитам** состоят из хлорита, клиноцоизита, кварца, серицита и рудных минералов. Клиноцоизит развит в виде агрегатных псевдоморфоз по фенокристаллам первично-магматических пород. По кристаллам плагиоклаза агрегатные псевдоморфозы образует также серицит. Сохранились фенокристаллы кварца с оплавленными гранями от первичной кислой породы. Хлоритизирована основная масса породы. Внутри хлоритового вещества выделяются кварцевые зерна, серицитизированные лейсты, таблички плагиоклаза и гранобластовые агрегаты клиноцоизита. Структура породы пойкилобластовая.

По оси скважины № 7 четко выделяются все 3 зоны минералообразования – зоны окисления, вторичного сульфидного обогащения и сульфидных руд.

**Зона окисления (гиперген)** характеризуется довольно большой мощностью (56.5м) и интенсивным проявлением гипергенных процессов. Основным минералом зоны являются *гидроокислы железа* в виде *лимонитов* различного состава. Значительное распространение имеют *гидроокислы марганца* и *язозит*. В большинстве случаев ими пронизана и пропитана вся порода с образованием скоплений вкрапленников различных размеров, тон-

ких ветвящихся прерывистых прожилков, каемок, псевдоморфоз по пириту. Обычно лимониты характеризуются ритмичным, колломорфно-зональным и радиально-лучистым строением. Зоны с темно-серыми оттенками представлены гетитом, а светло-серые – лепидокрокитом. Размеры вкраплений гидроокислов железа достигают 1мм. В трещиноватой породе лимонит образует участки тонкосетчатой текстуры. На низах зоны окисления довольно часты кольцевидные образования – псевдоморфозы лимонита по кристаллам пирита с выщелоченным центром, что свидетельствует о наличии зоны выщелачивания.

Очень редко в породе, а еще реже в полях гидроокислов железа наблюдаются мелкие останцы *пирита* и *халькопирита* размерами до 0,02-0,03мм. Помимо халькопирита медная минерализация здесь представлена также *малахитом*. Единственное интенсивное проявление его было отмечено на интервале 13-15м, где он образует налеты. По данным анализов кернового опробования, на этом интервале установлено 1,27 % меди.

Интерес представляет наличие видимого золота в зоне окисления по оси данной скважины. Оно было обнаружено под микроскопом при увеличении  $\times 400$ , размерами 0,02-0,03мм, на интервалах 12-16м и 38-43м в породе и на контакте кварца с лимонитом (аншлифы Вос-7-12 и Вос-7-43). Здесь, по данным кернового опробования, в групповых пробах было обнаружено золото 0,5 и 1,2 г/т соответственно.

Объемная масса руд зоны окисления в среднем составляет 2,60 г/см<sup>3</sup>.

**Зона вторичного сульфидного обогащения (суперген),** по данным минераграфических исследований, довольно мощная (~20м), начиная с глубины 56,5м. Она локализуется в серицитовых и каолин-серицитовых кварцитах, образующихся за счет кислых вулканитов. В данной зоне, помимо *пирита* и *халькопирита*, в ощутимых количествах были обнаружены *борнит* и *ковеллин* в качестве продуктов замещения халькопирита. Последний, в виде ксеноморфных останцев размерами до 0,01-0,02мм, был отмечен в относительно крупных (0,1-0,2мм) выделениях ковеллина. Часть зерен халькопирита окружена лишь тонкой каймой ковеллин-борнитового состава в тесной ассоциации с гидроокислами железа. Последние были обнаружены также в пирите и в промежутках нерудных минералов. Удивительно, что по данным кернового опробования, по оси скважины в зоне супергенеза максимальное содержание меди не превышает 0,05%.

Объемная масса руд зоны вторичного сульфидного обогащения составляет в среднем 2,89 г/см<sup>3</sup>.

**Зона сульфидных руд (гипоген).** Локализована в пропилитах, образовавшихся за счет кислых вулканитов. Рудная минерализация представлена в основном пиритом, магнетитом, гематитом и халькопиритом.

*Пирит* образует разведенные ксеноморфные скопления размерами до 1-2мм с включениями нерудных минералов, а также халькопирита.

*Халькопирит* отмечается в виде вкраплений в породе, а также включений в пирите.

*Магнетит* и *гематит* образуют как самостоятельные вкрапления, так и сростки с пиритом.

Объемная масса руд сульфидной зоны составляет 2,70 г/см<sup>3</sup> (таб. 4.7).

По данным кернового опробования, единственное высокое содержание (1,27%) меди было обнаружено в зоне окисления на интервале 12,65-15,9м. На этом интервале содержание золота составляет 0,5 г/т. Здесь, по данным минераграфических исследований были

обнаружены зерна самородного золота. Данные минераграфических исследований с данными кернового опробования по золоту хорошо коррелируются и на глубине 38,2-

43,5м. Содержание золота на этом интервале составляет 1,2 г/т. В зоне вторичного сульфидного обогащения содержание золота в пределах до 1,0 г/т.

Таблица 4.7

Физико-механические параметры руд и пород  
по данным керна скважины №7

Номера проб	Место отбора	Объемная масса, $\rho$ , г/см <sup>3</sup>	Водонасыщение, W, %	Эффективная пористость, n, %
<i>Зона окисления</i>				
Вос-7-10	Инт.10.0м	2.65	2.00	5.30
Вос-7-12	Инт.12.0м	2.41	5.66	13.64
Вос-7-14	Инт.14.0м	2.62	1.83	4.80
Вос-7-23	Инт.23.0м	2.57	2.28	5.86
Вос-7-26	Инт.26.0м	2.63	1.67	4.40
Вос-7-30	Инт.30.0м	2.55	0.92	2.35
Вос-7-34	Инт.34.0м	2.67	0.48	1.29
Вос-7-53	Инт.53.0м	2.68	2.11	5.66
<b>Среднее</b>		<b>2.60</b>	<b>2.12</b>	<b>5.41</b>
<i>Зона супергенеза</i>				
Вос-7-60	Инт.60.0м	2.62	2.47	6.48
Вос-7-67.7	Инт.67.7м	2.81	0.41	1.16
Вос-7-69.7	Инт.69.7м	2.79	1.34	3.74
Вос-7-76	Инт.76.0м	3.35	0.61	2.05
<b>Среднее</b>		<b>2.89</b>	<b>1.20</b>	<b>3.35</b>
<i>Зона гипогенеза</i>				
Вос-7-82.1	Инт.82.1м	2.70	0.66	1.79
<b>Среднее</b>		<b>2.70</b>	<b>0.66</b>	<b>1.79</b>

Рудная модель скважины №8

Рудная модель скважины №8 Воскесарского месторождения построена на основании изучения 19 прозрачных шлифов, 21 полированных шлифа (аншлифы) и 20 образцов (100 определений) для петрофизических характеристик. Рудная модель скв. № 8 приводится на рис. 4.11, пр. 5.

Предварительная макроскопическая характеристика кернового материала, слагающего скважину, показала, что вмещающие породы представлены различными кварцитами от светло-серых до темно-серых, местами сильно катаклазированных. На отдельных горизонтах (91-121м) кварциты пропитаны многочисленными прожилками кварца и карбоната. Для светло-серых кварцитов (50,3-91,0м) местами характерна интенсивная каолинизация, в результате чего на отдельных участках они превращены в белую глину (62,3-63,0м). Для верхних горизонтов (0-39м) характерно интенсивное ожелезнение: порода насквозь пропитана густой сетью гидроокислов железа и марганца по трещинкам дробления и усыхания.

В эпидотизированных и хлоритизированных кварцитах проявляется сильная пиритизация (гор.21-50м), а на горизонте 91-126м в довольно ощутимых количествах отмечены гнездовидные скопления халькопирита.

По петрографической модели скважины №8 вмещающие породы характеризуются преимущественным развитием кварцитов с различной степенью метасоматических изме-

нений. В основном это серицитовые или каолин-серицитовые, местами карбонатизированные кварциты по риолитам, риодацитам, андезитам, перемежающимися по разрезу оси скважины. На горизонте 21,3-24м диагностированы пропилиты хлорит-эпидотовой фации.

**Серицитовые кварциты по риодацитам** (до 9,5м) характеризуются следующим минеральным составом: плагиоклаз – 20 %, серицит – 27%, кварц – 34%, селадонит – 12%, апатит – 2%, хлорит – 4%. Структура реликтовая, порфировая, обусловленная наличием серицитизированных фенокристаллов плагиоклаза, единичных оплавленных кристаллов кварца. Фенокристаллы плагиоклаза имеют зонально-концентрическое строение, что указывает на приповерхностную или жильно-магматическую природу риодацитов. Селадонит также сохранился в кварцитизированной породе в виде реликтовых чешуйчатых агрегатов.

На более глубоких горизонтах (24-78 и 91-126м) **серицитовые кварциты** развиваются **по риолитам**. Здесь основная масса состоит из тонкозернистого кварца и тончайших чешуек серицита. Порфировые выделения представлены первично-магматическим и новообразованным кристаллобластическим кварцем. Отмечены микроскопические жилки кварца и клиноцоизита. На горизонте 102-111м наблюдается интенсивная карбонатизация: на фоне кварц-серицитовой основной массы выступают тонкие, причудливой формы жилки бурого карбоната.

На горизонтах 6-19м, 78-91м и глубже 126м **серицитовые кварциты** развиваются **по андезитам**. Минеральный состав здесь следующий: кварц – 48%, серицит – 12%, клиноцоизит – 16%, хлорит – 8%, карбонат – 11%, рудные – 5%. Основная масса состоит из тонкодисперсного кварца и небольшого количества тончайших чешуек серицита и рудных. На этом фоне выделяются порфиробласты клиноцоизита с призматическими очертаниями. Это плотные скопления мелких неправильных зерен клиноцоизита внутри призматической формы реликтов исходных пород (андезитов). Отмечаются частично серицитизированные фенокристаллы плагиоклаза, а также хлорит по клиноцоизитам.

На интервале 21,3-24м развиты *пропилиты хлорит-эпидотовой фации* по кислым вулканитам, окварцованные и серицитизированные. Минеральный состав здесь следующий: клиноцоизит – 33%, кварц – 30%, хлорит – 8%, селадонит – 7%, серицит – 5%, рудные (первичные и вторичные окислы железа) – 11%, кварц реликтовый – 6%. Селадонит развивается по хлоритам. Мелкозернистая основная масса состоит из кварца. На этом фоне клиноцоизит наблюдается в виде плотных скоплений мелких грано-бластовых зерен и призматических кристаллов. Реликтовый первичный кварц представлен идиоморфными и субидиоморфными кристаллами размерами 0,1-1,2мм. Структура окварцованного, слабо серицитизированного пропилита неоднородная, брекчиевидная. В разрезе скважины оруденение представлено вкрапленной минерализацией. Главными рудными минералами здесь являются пирит, халькопирит, очень редко сфалерит, окислы и гидроокислы железа, представленные магнетитом, гематитом, мартитом, редко мушкетовитом, а также разновидностями лимонитов, самородное золото.

В отличие от предыдущих скважин, в разрезе скважины №8 зона вторичного сульфидного обогащения отсутствует (или выражена, вероятно, очень слабо) и зона окисления переходит непосредственно в зону первичных сульфидных руд.

**Зона окисления (гиперген)** прослеживается в разрезе скважины до глубины 30м. Для минерального состава ее характерно интенсивное развитие минералов группы лимо-

нита, магнетита и гематит-мартита. Сульфиды железа, представлены пиритом и присутствуют в весьма ограниченном количестве.

*Лимониты* представлены двумя разновидностями: многокомпонентные смеси с характерной зонально-колломорфной структурой и кристаллические разности, образовавшиеся в виде псевдоморфоз по пириту и магнетиту, либо это лепидокрокит или гидрогетит.

Лимониты первой разновидности образуют крупные сплошные или пятнистые вкрапленные, прожилковидные агрегаты, с которыми зачастую тесно ассоциируют магнетит вместе с гематит-мартитом. Последние местами проявляются в виде кольцевидных скоплений вокруг лимонитов, либо останцов от замещения гидроокислами железа. В полях лимонита нередко отмечаются четкие кристаллические образования мартитизи-рованного магнетита. Лимониты второй разновидности развиты реже, чем предыдущие. Это разрозненные в породе игольчатые, призматические кристаллики гетита или лепидокрокита, а чаще это кубические сечения псевдоморфоз по магнетиту либо пириту.

*Магнетиты* в зоне окисления имеют широкое распространение. Характерная особенность их здесь – интенсивная *мартитизация*, в процессе которой образуются присущие для данного процесса структуры замещения: каемчатые, игольчатые, решетчатые (в случае замещения по спайности магнетита).

Постоянно, но в весьма незначительных количествах в зоне окисления присутствует *пирит*, причем на глубине 19-25м количество его несколько возрастает; помимо мелких включений в лимоните в качестве реликтов, он образует также тонкую вкрапленность в вмещающей породе.

Среди общей сильно ожелезненной массы интервал 19,5-20м выделяется наличием более свежих пород с густой вкрапленностью, прожилковидными агрегатами, цепочковидными скоплениями пирита.

На интервалах 6м и 19м диагностированы мелкие золотишки. Золотинка, описанная на интервале 6м, представлена тонким червеобразным выделением в лимоните, приурочиваясь к стыкам различных зон в колломорфных стяжениях. Размер золотишки 0,006x0,001мм; другая золотишка обнаружена на горизонте 19м и представлена включением в кварце, а последний, в свою очередь, совместно с золотишкой образуют включения в пирите.

С глубины 25м по оси скважины процесс окисления затухает, уступая после 30м интенсивной сульфидной минерализации, которая продолжается до конца скважины, представляет собой *зону первичных сульфидных руд (гипоген)* и в целом имеет довольно однообразный состав: широко распространенный пирит с подчиненными значениями халькопирита и единичными выделениями сфалерита.

*Пирит* представлен практически всеми морфологическими типами: это густая вкрапленность, местами образующая сплошные мономинеральные поля, прожилковидные либо кольцевидные агрегаты, а также гнездовидные скопления; на некоторых горизонтах – 63м, 124-125м – выделяется довольно мощная, до 2-3см, пирит-халькопиритовая жила. Наиболее характерная текстура для пирита прожилково-вкрапленная, причем местами это серия прожилков, иногда взаимно пересекающихся. Для пиритовых прожилков характерна малая мощность, местами до волосевидной, прерывистость, невыдержанность по мощности (т.е. наблюдаются раздувы и пережимы). Вкрапленники пирита весьма различных размеров: от 0,1мм до субмикроскопических.

В жилах и в гнездовидных агрегатах пирит образует крупные мономинеральные поля, в основном сильно катаклазированные. В некоторых случаях раздробленность несет векторный характер, возможно, по направлению тектонических подвижек. Трещинки “залечиваются” тонкими прожилочками халькопирита, либо скоплениями тонкозернистого переотложенного пирита. Для крупных агрегатов пирита весьма характерны повсеместные включения магнетита и мартита в виде сечений кубических кристаллов, а также каплевидные образования халькопирита, возможно, сингенетичного с пиритом.

*Халькопирит* значительно уступает пириту в количественном отношении. Содержание его с перемежающейся интенсивностью несколько возрастает с глубиной и достигает максимума на глубине 63-110м. Представлен халькопирит сплошными или гнездовидными агрегатами, зачастую в составе кварц-сульфидных жил или прожилков, развиваясь в интерстициях кварца; вкрапленниками во вмещающей породе, а также структурной сетью, замещающей пирит. В данном варианте мы имеем реликтовую структуру пирита в массе халькопирита.

Преобладающая форма нахождения халькопирита – это тонковкрапленные выделения в породе, размеры которых варьируют в пределах 0,1-0,02мм.

В единичных случаях (горизонт 63м) в халькопирите отмечены мелкие включения (0,08-0,1м) *сфалерита*.

Окислы железа, представленные *магнетитом* и *гематитом* различных генераций, сопутствуют сульфидам по всей оси скважины. Образуют различные формы проявления: это мелковкрапленные самостоятельные агрегаты, прожилковидные или гнездовидные скопления в сростаниях с сульфидами. Магнетит повсеместно интенсивно замещается гематит-мартитом с образованием характерных структур. Помимо мартита отмечен также первичный (акцессорный) гематит, образующий пластинчатые, призматические, игольчатые кристаллы, рассеянные по вмещающей породе.

Очень редко обнаружены и псевдоморфозы магнетита по гематиту: это таблитчатые кристаллики гематита, замещенные магнетитом, в результате чего образуется *мушкетерит*.

Довольно часты в рудовмещающей породе скопления мелких кристаллических агрегатов *рутила*.

В результате выявлено, что наиболее высоким показателям объемной массы соответствуют серицитовые кварциты по риодацитам и риолитам (2,92-3 г/см<sup>3</sup>). Несколько ниже она у серицитовых кварцитов по андезитам (2,66-2,74 г/см<sup>3</sup>); примерно такие же показатели и у пропицитов (2,70 г/см<sup>3</sup>). Средний показатель объемной массы - 2,81 г/см<sup>3</sup>.

Как следует из петрофизической модели скважины, наличие сильного окисления на верхних горизонтах в принципе не влияет на показатели объемной массы: они здесь представлены плотными ожеженными серицитовыми кварцитами, и объемная масса в них колеблется в пределах 2,74-2,84 г/см<sup>3</sup>, составляя в среднем 2,75 г/см<sup>3</sup> (таб. 4.8).

По данным кернового опробования, относительно высокие содержания золота (0,51-1,0 г/т) отмечены на интервалах 59,4-63,15м и 90,6-96,0м, приуроченных к зоне развития серицитовых кварцитов по риолитам и андезитам и пирит-халькопиритовой минерализации. На верхних горизонтах содержание золота минимальное, а на самых глубоких горизонтах – умеренное (0,26-0,5 г/т).

Таблица 4.8

Физико-механические параметры руд и пород  
по данным керна скважины №8

Номера проб	Место отбора	Объемная масса, ρ, г/см <sup>3</sup>	Водонасыщение, W, %	Эффективная пористость, п, %
<i>Зона окисления</i>				
Вос-8-8.3	Инт.8.3м	2.84	0.28	0.79
Вос-8-11	Инт.11.0м	2.66	1.82	4.84
Вос-8-18	Инт.18.0м	2.81	0.16	0.45
Вос-8-20.5	Инт.20.5м	2.70	1.12	3.02
Вос-8-23.5	Инт.23.5м	2.74	1.21	3.31
<b>Среднее</b>		<b>2.75</b>	<b>0.91</b>	<b>2.48</b>
<i>Зона гитогенеза</i>				
Вос-8-35	Инт.35.0м	2.83	0.22	0.65
Вос-8-40	Инт.40.0м	2.92	0.26	0.76
Вос-8-47	Инт.47.0м	2.81	0.09	0.25
Вос-8-56	Инт.56.0м	2.90	0.23	0.66
Вос-8-60	Инт.60.0м	2.84	0.40	1.13
Вос-8-83.5	Инт.83.5м	2.74	0.08	0.22
Вос-8-94.5	Инт.94.5м	2.84	0.23	0.65
Вос-8-101.1	Инт.101.1м	2.92	0.17	0.49
Вос-8-106	Инт.106.0м	2.72	0.62	1.68
Вос-8-116	Инт.116.0м	2.71	0.28	0.75
Вос-8-119.3	Инт.119.3м	3.00	0.35	1.05
Вос-8-120.1	Инт.120.1м	2.77	0.10	0.27
Вос-8-121.6	Инт.121.6м	2.81	0.44	1.23
Вос-8-130.6	Инт.130.6м	2.66	0.11	0.29
Вос-8-131.2	Инт.131.2м	2.62	0.50	1.31
<b>Среднее</b>		<b>2.81</b>	<b>0.27</b>	<b>1.03</b>

Максимальное содержание меди (0,4%) отмечается на глубине 108-113м. К сожалению, указанная закономерность распределения как золота, так и меди не коррелируется с результатами минералогических исследований.

#### 4.4. Обобщенная рудная модель участка Воскесар

На основании минералого-петрографических и петрофизических данных керна 8-и скважин Воскесарского участка по двум разрезам разработана рудная модель участка. Установлено, что участок характеризуется довольно сложным минералого-петрографически и петрофизическими особенностями, обусловленными наличием на месторождении пород различного петрографического состава, претерпевших, в свою очередь, различные фациальные изменения с различной интенсивностью. Гидротермальное и метасоматическое изменения пород представлены окварцеванием, серицитизацией, каолинизацией, карбонатизацией. Часто отмечается совместное проявление процессов хлоритизации и эпидотизации. В пределах участка процессы гидротермального и метасоматического изменения иногда происходят настолько интенсивно, что трудно судить о составе первичной породы. Судя по реликтовым остаткам в пределах Воскесарского участка, первичными являются средние и кислые вулканыты, представленные андезитами, плагиоклазовыми андезитами, риолитами и риодацитами.

Продукты гидротермального изменения этих пород представлены в основном пропилитами и вторичными кварцитами. Для пропицитов характерна хлорит-эпидотовая фация с различной степенью проявления хлоритизации и эпидотизации. При интенсивном проявлении эпидотизации образуются эпидозиты. Последние установлены в разрезах скважин как в контакте пропицитов со вторичными кварцитами (скв. ВМ-4), так и среди вторичных кварцитов (скв. ВМ-3, ВМ-5). Пропилиты характеризуются интенсивной пиритизацией и являются переходной стадией от первичных вулканитов ко вторичным кварцитам.

С увеличением кварца и серицита пропилиты переходят во вторичные кварциты. По составу вторичные кварциты довольно разнообразны и представлены серицитовыми, каолин-серицитовыми фациями, а также монакварцитами. Большинство слагающих участков пород в разной степени карбонатизированы. Карбонат развивается по мелкозернистой основной кварц-серицитовой массе породы, а также по тонким трещинкам раздробленных фенокристаллов плагиоклаза в виде тонких прожилков. Следует учесть, что карбонаты являются одними из основных минералов метасоматического ряда березитов, с которыми пространственно связано золоторудное оруденение. Вторичные кварциты занимают больше 80% слагающих участков пород. В разрезах скважин переслаиваются различные фации вторичных кварцитов с пропилитами и реликтами туфобрекчий и в разной степени гидротермально измененных вулканитов среднего и кислого составов (андезитов, риолитов и риодацитов), в которых достаточно отчетливо сохранена структура первичной породы. Определенная закономерность пространственного распределения различных фаций вторичных кварцитов не устанавливается, что затрудняет их увязку в пространстве. Монакварциты среди вторичных кварцитов отмечаются в виде небольших прослоек мощностью до 3-4м.

По данным минералогических исследований, медная минерализация в разной степени установлена почти во всех разрезах скважин, хотя по результатам химического анализа извлекаемое содержание меди устанавливается не так часто. Расхождение отмечено также между результатами пробирного анализа и данными минераграфических исследований по золоту. Видимое самородное золото (при увеличении до  $\times 400$ ) не фиксируется данными пробирного анализа. По минерагенной модели, составленной по результатам минераграфических исследований, на участке вырисовывается вертикальная зональность и выделяются три зоны минералообразования: окисления, вторичного сульфидного обогащения и первичных сульфидных руд (рис. 4,12-4,13, пр. 5).

**Зона окисления (гиперген)** является наиболее выдержанной и прослеживается по всем скважинам. Мощность зоны окисления колеблется от 21 (скв. ВМ-4) до 56,5м (скв. ВМ-7) и в среднем составляет 37,0м. Здесь, помимо широко распространенных гидроокислов железа и марганца, а также реликтов пирита и халькопирита, часто отмечаются окисленные формы меди, представленные малахитом и азурином. Последние образуют налеты и примазки по поверхностям трещин, а иногда отдельные небольшие гнездовидные агрегаты с колломорфной текстурой. По данным химических анализов, в пределах зоны окисления осязаемое содержание меди было установлено только в скв. ВМ-7, на глубине 12,65-15,90м, где оно составляет 1,27%. В других скважинах содержание меди ниже 0,25% или практически отсутствует. По данным пробирного анализа, до 0,5г/т золота было обнаружено на интервале 56,1-61,7м скв. ВМ-6, а относительно высокие содержания его (1,29г/т) были зафиксированы в скв. ВМ-7, где на некоторых интервалах оно находится в

классе 0,25-0,5г/т. Здесь наличие самородного золота в различных формах, размерами до нескольких микронов было зафиксировано и минераграфическими данными. Однако видимое золото, обнаруженное под микроскопом с увеличением до  $\times 400$ , в скважинах ВМ-2 на глубине 12 и 28м и ВМ-8 на глубине 19м не фиксируется по пробирному анализу.

По результатам 150 определений (на 30 штуфных образцах) объемная масса руд зоны окисления колеблется от 2,2 до  $2,8\text{г/см}^3$ , составляя в среднем  $2,48\text{ г/см}^3$ . Наиболее высокие показатели объемной массы (до  $2,8\text{ г/см}^3$ ) обусловлены, вероятно, большим количеством магнетита (скв. ВМ-8).

**Зона вторичного сульфидного обогащения (суперген)** в целом в пределах опознанный участка имеет выдержанно-прерывистый характер. Она не была обнаружена только в разрезе скважины ВМ-8. Зона супергенеза, как правило, прослеживается под зоной окисления, хотя иногда она обнаруживается в первичных сульфидных рудах (скв. ВМ-1, ВМ-6) ниже зоны выщелачивания. Она не была вскрыта также в скв. ВМ-2, т.к. скважина не достигла проектной глубины. Мощность зоны супергенеза колеблется от 9-10 до 25-27м, составляя в среднем 17м. В разрезе скв. ВМ-6 был обнаружен второй ярус супергена – более мощный (20м), чем первый.

Основными рудными минералами зоны супергенеза, как отметили выше, являются борнит, ковеллин, халькозин, являющиеся продуктами замещения халькопирита, который нередко отмечается в их полях в виде реликтов. В отмеченных формах нахождения меди следовало ожидать достаточно высокое ее содержание в пределах зоны супергенеза, тогда как по химическим анализам максимальное содержание меди по 5-метровым групповым пробам опробования керна скважин не превышает 0,25%. Только на глубине 33,2-39,6 и 41,8-43,1м скважины ВМ-4 в зоне супергенеза содержание меди составляет соответственно 0,29 и 0,36%. Одновременно отметим, что пробирными анализами определено содержание золота в зоне супергенеза. Так, в скважине №7 установлена сплошная минерализация золота на глубине 60-80м, где его содержание доходит до 0,79г/т и при мощности 23,3м в среднем составляет 0,4г/т.

**Зона первичных сульфидных руд (гипоген)**, как правило, располагается под зоной вторичного сульфидного обогащения, а иногда контактирует с зоной окисления. Медное оруденение локализуется как в пропилитах, так и во вторичных кварцитах различных фаций. Основными рудными минералами являются халькопирит, пирит, магнетит, гематит. Отмечены видимые под микроскопом самородное золото и серебро. По данным минераграфических исследований, халькопирит по всей глубине зоны встречается практически непрерывно, однако наличие меди по аналитическим данным фиксируется очень редко. В этом отношении исключение составляют аналитические данные по зоне гипогенеза скв. ВМ-1, где опробование велось метровыми рядовыми пробами в отличие от остальных скважин, по которым оно производилось 5-6-метровыми групповыми пробами. Вероятность разубоживания относительно высоких содержаний одиночных метровых рядовых проб в групповых пробах не исключается. Действительно, частота встречаемости относительно высоких содержаний как меди, так и золота в разрезе скважины ВМ-1 намного больше, чем в остальных. Прямым свидетельством вышесказанного является наличие значительного количества видимого золота в зоне гипогенеза скважины ВМ-5 на интервалах 54 и 84м, где по аналитическим данным по групповым пробам установлены содержания соответственно всего 0,26 и 0,2г/т. Так, например, по данным металлургических опытов

содержание золота на интервале 44,3-44,7м скв.2, где было обнаружено видимое золото, составляло 1,1г/т. То же самое установлено также в зоне окисления; на интервале 11,2-14,5м среднее содержание золота по металлургии составило 1,5г/т.

#### **4.5. Определение достоверности оптических минералогических исследований металлургическими опытами**

Расхождение между минералогическими и аналитическими данными по золоту вызывает необходимость проведения специальных металлургических опытов для достоверного определения содержания золота в руде и извлечения его в виде корольков. Навески проб весом 100г. Отбирались из минералого-петрографических образцов керна скважин с учетом результатов минералогических исследований. Пробы отбирались из буровых скважин, поверхностных и подземных горных выработок из скв. 2 по зоне окисления и из первичных сульфидных руд соответственно на интервалах 11,2-14,5м и 42,4-42,7м .

Металлургические опыты проводились путем тигельной плавки измельченных проб с предварительным их обжигом и дальнейшим получением золотосеребряного сплава. Селекция золота и серебра проводилась азотнокислотным растворением полученного сплава. По результатам металлургических опытов из окисленных руд (инт. 11,2-14,5м – скв.2) был получен золотосеребряный королек весом 4,4мг, из которого извлечено золото весом 1,5мг. Остальные 2,9мг является серебром. Это соответствует содержанию Au – 1,5г/т, Ag – 2,9г/т (рис. 4.15-4.16, пр.5).

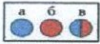
Аналогичный металлургический опыт был проведен на пробе из первичных сульфидных руд. В конечном итоге был получен королек золота весом 1,1мг, что соответствует содержанию 1,1г/т. В указанных интервалах скв.2 по аналитическим данным содержание золота ниже 0,25г/т.

Подобные результаты были получены проведенными нами металлургическими опытами на отдельных или композитных пробах, отобранных из канав и штольневых горизонтов, а также из технологической пробы. Из композитной пробы весом 1,65г из поверхностных и подземных горных выработок был получен королек золота весом 0,6мг, серебра 123,4мг, что соответствует содержанию Au – 3,63 и Ag – 123,4г/т. Из технологической пробы ТП-1 (канавы 7, шурф1) было получено 1,6мг золота, что соответствует содержанию в руде 1,6г/т.

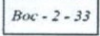
Таким образом, металлургические опыты на частных образцах и композитных пробах из поверхностных и подземных выработок и буровых скважин подтверждают наличие извлекаемых содержаний золота промышленного значения и данные минералогических исследований, что указывает на достоверность результатов оптических исследований.







Места отбора проб и изготовление: а) шлифов; б) аншлифов; в) шлифов и аншлифов



Маркировка образцов: первая цифра - номер скважины, вторая цифра - интервал опробования)

**По петрографической модели**



Андезиты, плагиоклазовые андезиты



Риолиты



Пропилиты по андезитам



Пропилиты по риодацитам



Пропилиты хлорит-эпидотовой фации



Туфобрекчии



Эпидозит



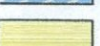
Серицитовые, каолин-серицитовые кварциты



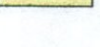
Серицитовые кварциты по андезитам



Серицитовые кварциты по кислым вулканическим породам (риолитам, риодацитам)

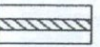


Монокварциты

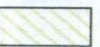


**По минерагенной модели**

Железная шляпа



Зона окисления (гиперген)



Зона вторичного сульфидного обогащения (суперген)



Зона первичных сульфидных руд (гипоген)



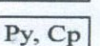
Содержание меди по классам (%): а) ОЛ-0.25; б) 0.25-0.5; в) 0.5-1; г) >1



Содержание золота по классам (г/т): а) 0.1-0.25; б) 0.25-0.5; в) 0.5-1; г) >1

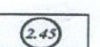


Минеральный состав руды: пирит (Py), халькопирит (Cp), борнит (Bo), ковелин (Cv), халькозин (Cc), теннантит (Ten), висмутин (Bis), кубанит (Cub), магнетит (Mt), гематит (He), лимонит (Lim), рутил (Ru), мартит (Mrt), мушкетовит (Mys), самородное золото (Au), электрум (El), самородное серебро (Ag).



Py, Cp

**По петрофизической модели**



Средняя объемная масса по зонам минералообразования

Рис. 4.3. Условные обозначения к моделям скважин

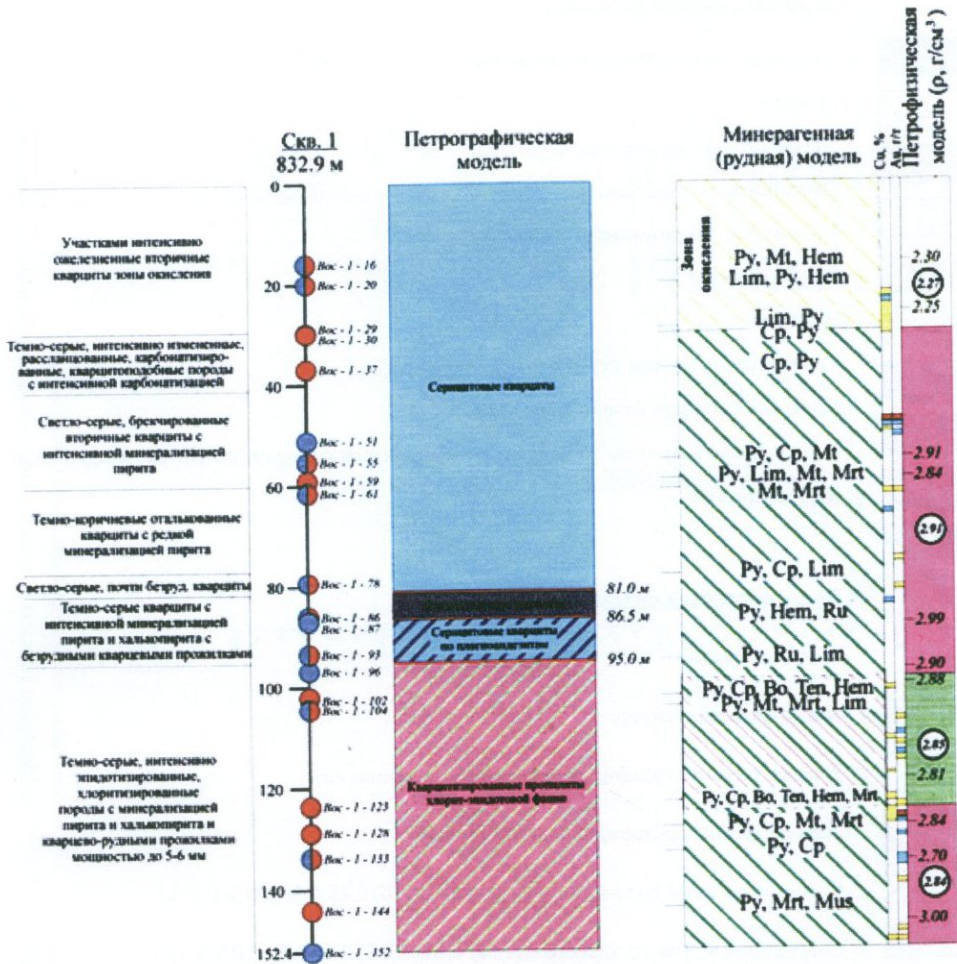


Рис. 4.4. Рудная модель ск. 1

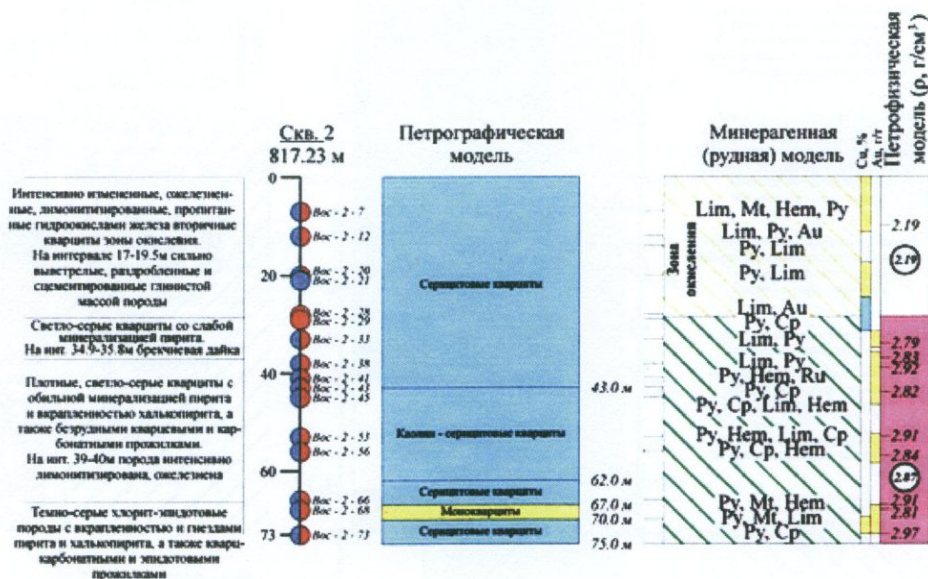


Рис. 4.5. Рудная модель ск. 2

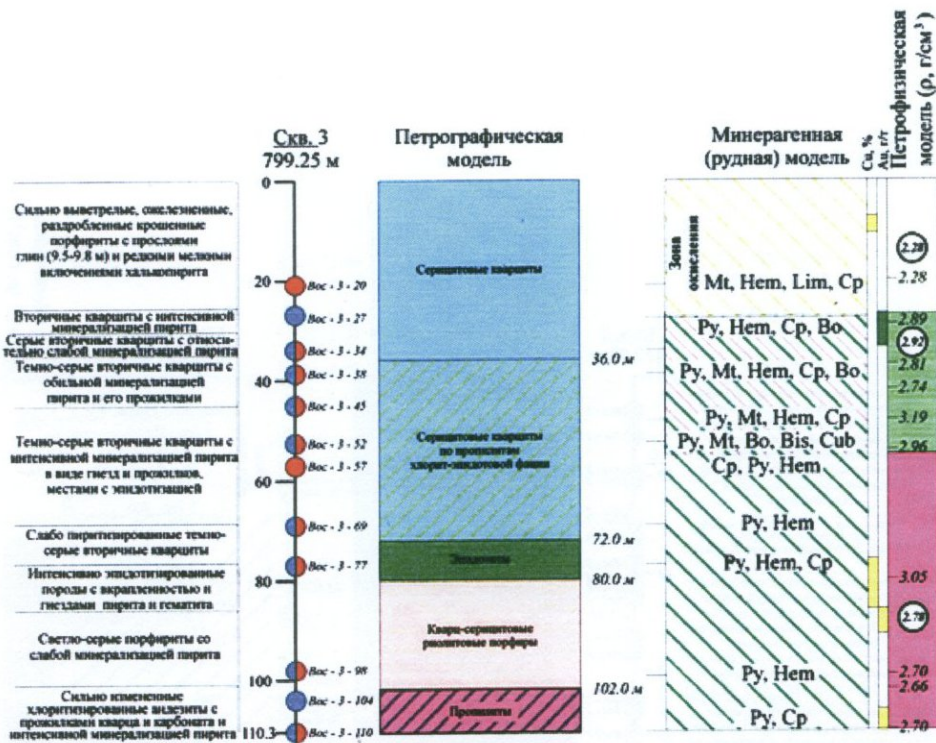


Рис. 4.6. Рудная модель ск. 3

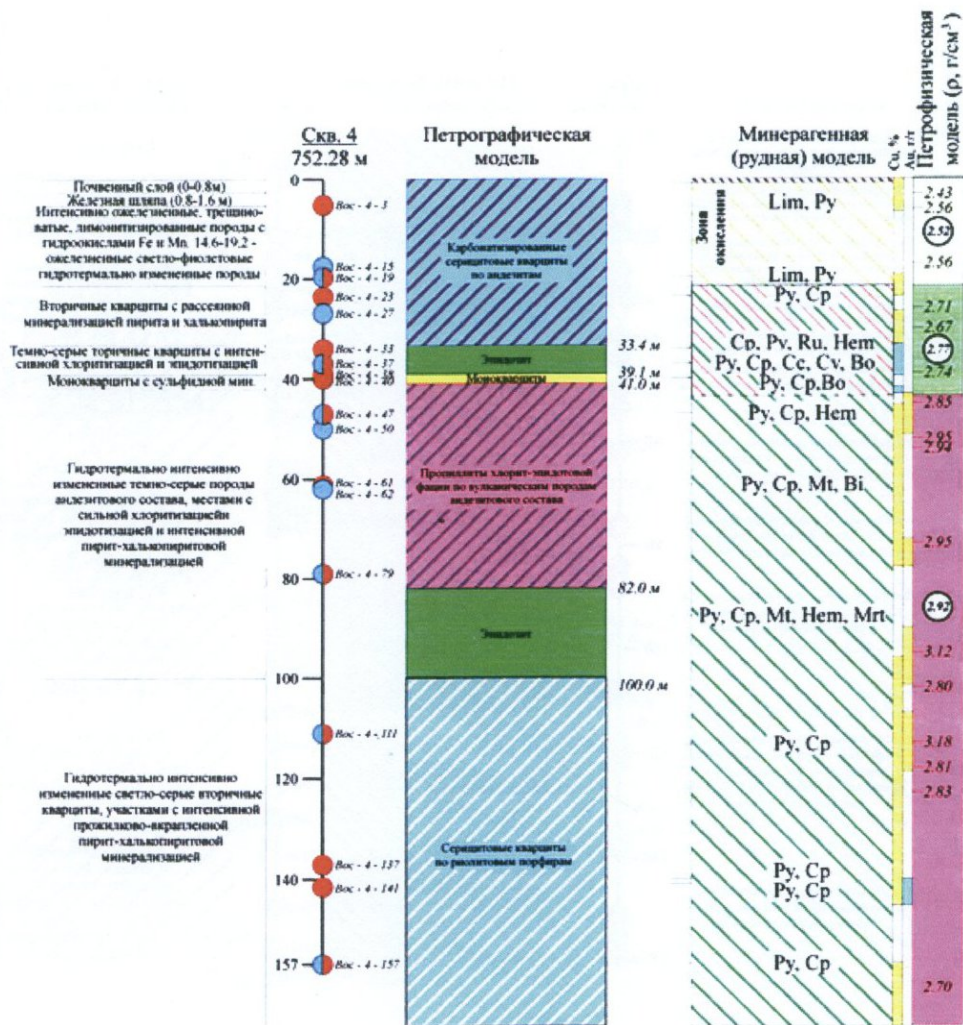


Рис. 4.7. Рудная модель ск. 4

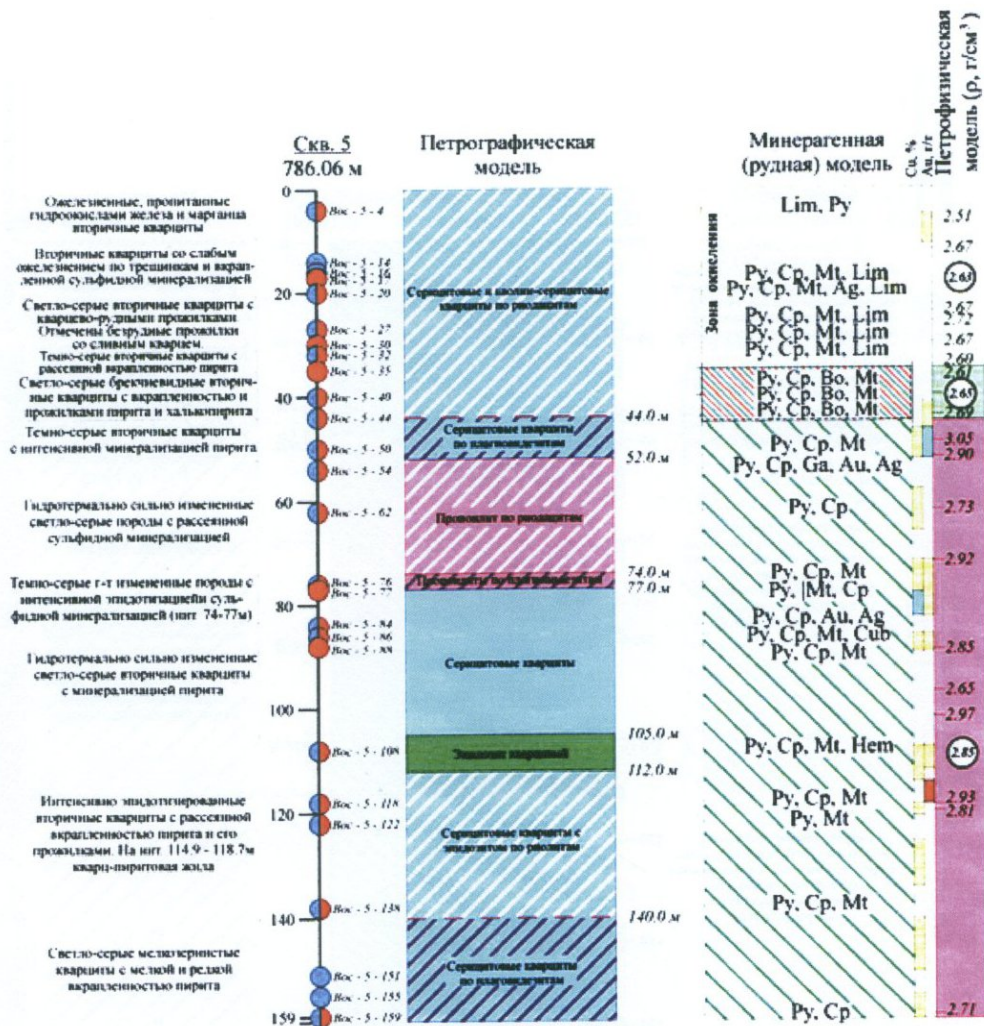


Рис. 4.8. Рудная модель скв. 5

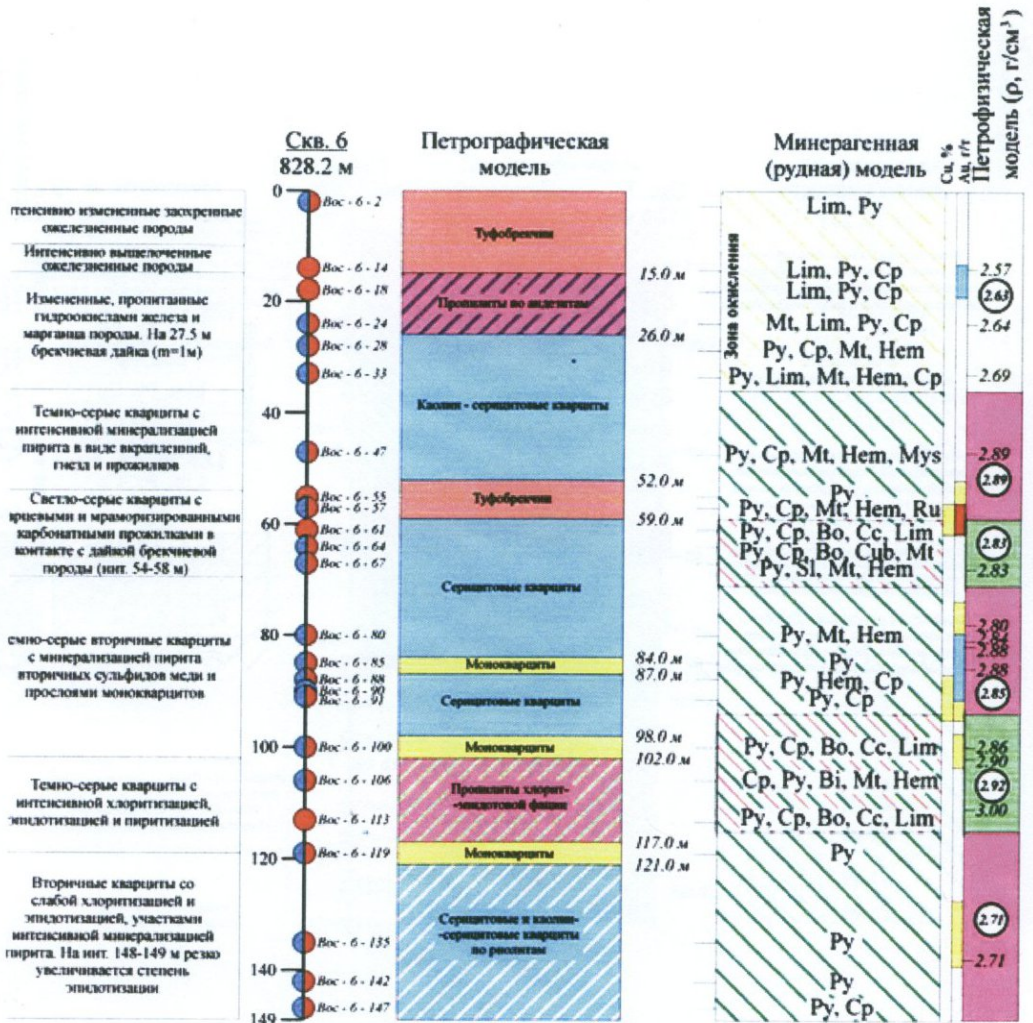


Рис. 4.9. Рудная модель скв. 6

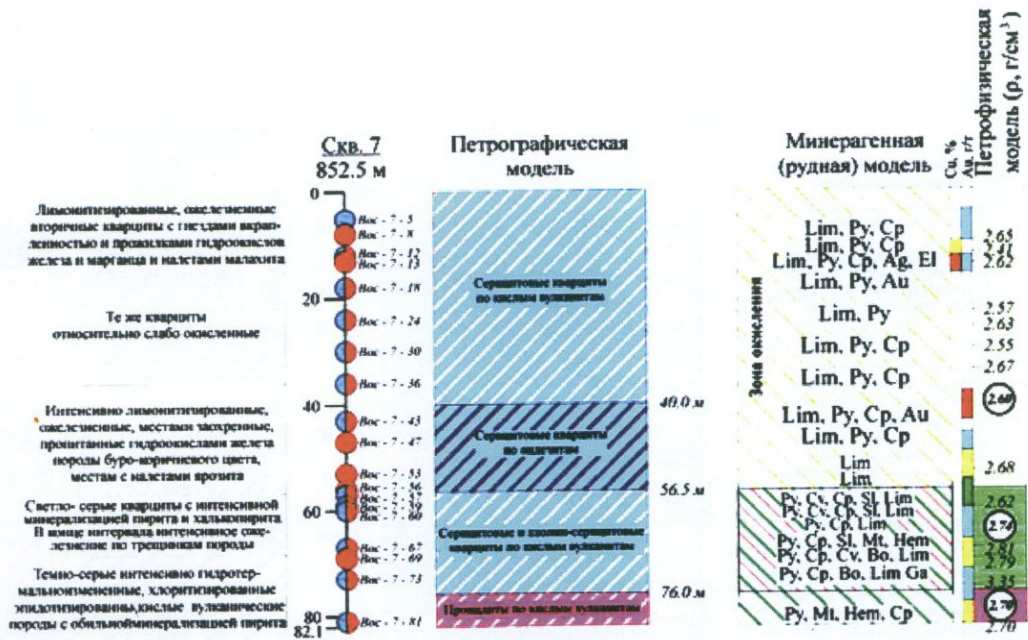


Рис. 4.10. Рудная модель ск. 7

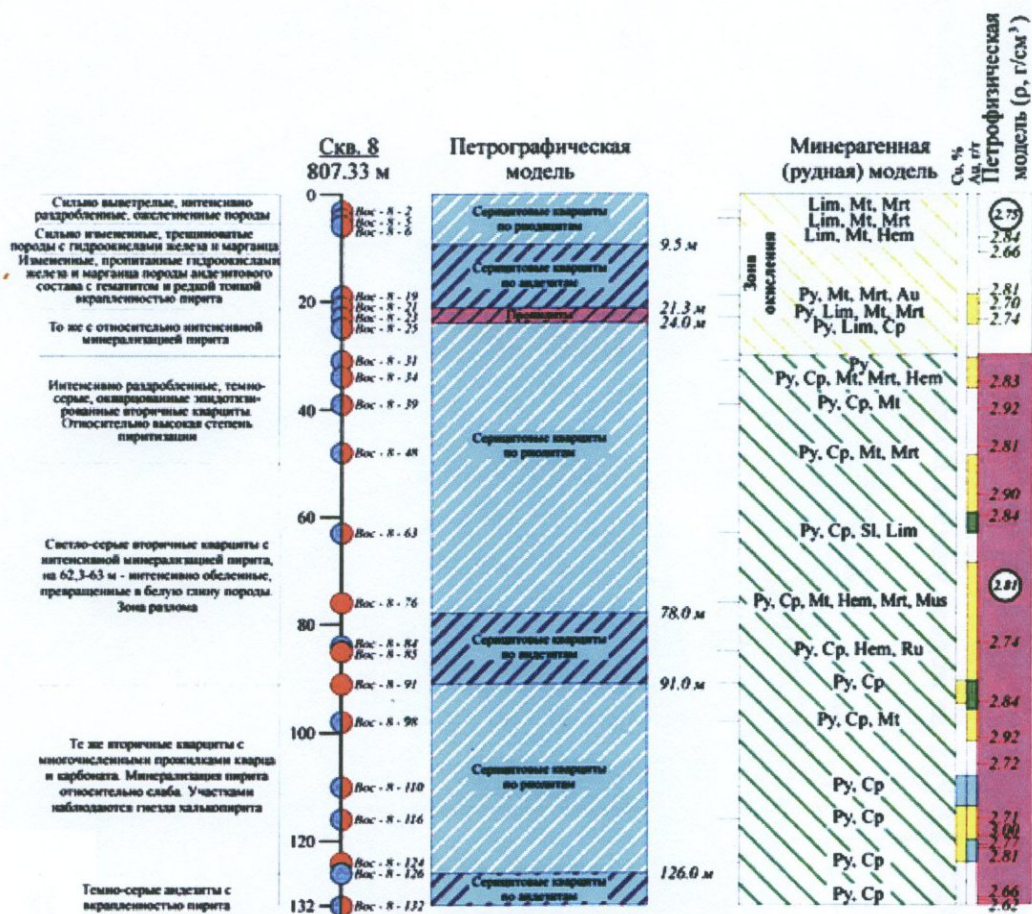
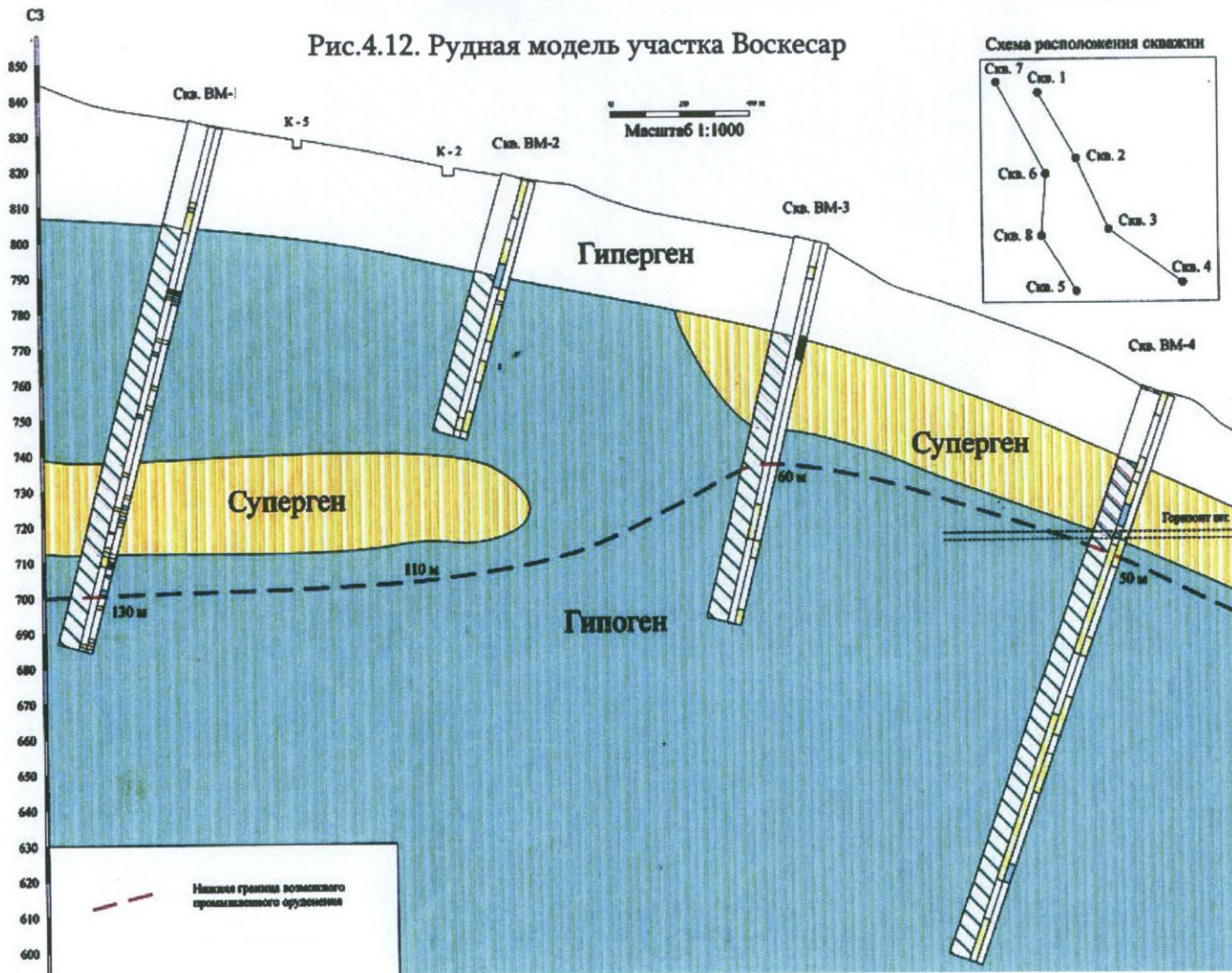


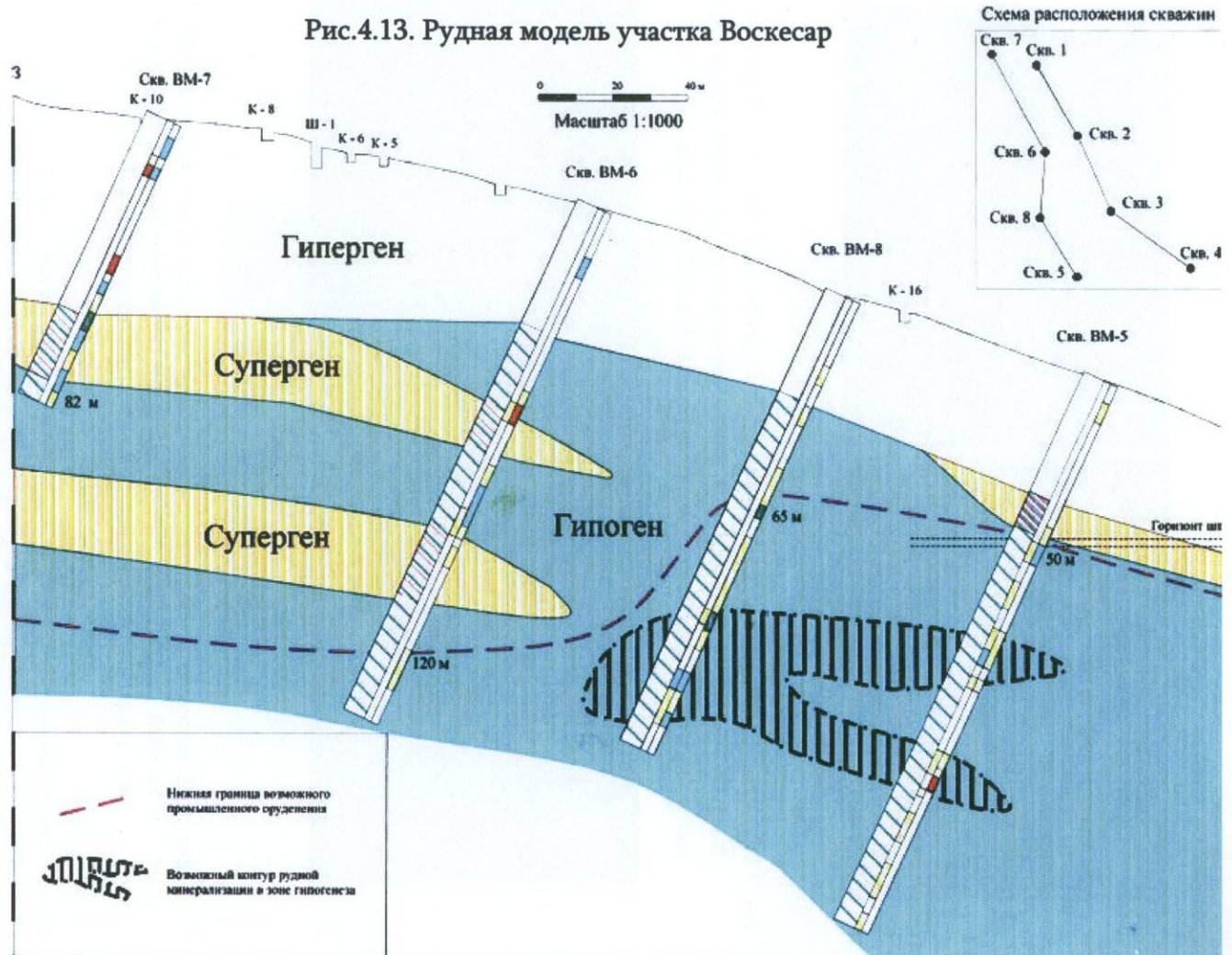
Рис. 4.11. Рудная модель ск. 8

Рис.4.12. Рудная модель участка Воскесар



140

Рис.4.13. Рудная модель участка Воскесар



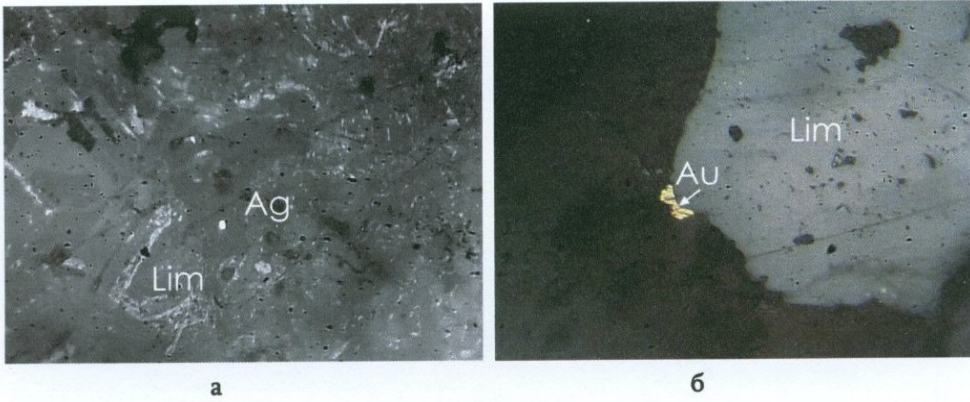


Рис. 4.14. Воскесар. а - мелкие вкрапления самородного серебра. Ск. 7, инт. 11.6-12.3м. Аншлиф Вос-7-12. Ув. x400. Digital 000051. к.29. б - самородное золото на контакте кварца с лимонитом.Ск. 7, инт. 13.3м. Аншлиф Вос-7-13. Ув. x400. Digital 000051. к.18.

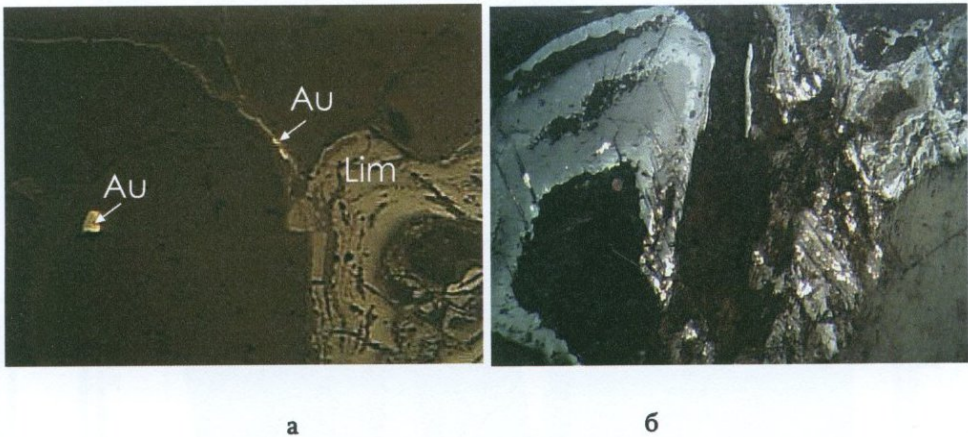


Рис. 4.15. Воскесар. а – выделение самородного золота. Ск. 8, инт. 6. Аншлиф Вос-8-6. Ув. x210. Digital 000051. к.35. б - выделение самородного золота в лимоните. Ск. 2, инт. 111.2-112.3. Аншлиф Вос-2-12. Ув. x210. Digital 000051. к.1.

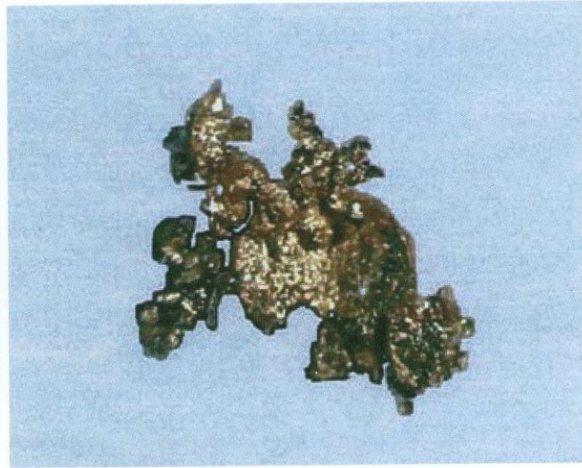


а)

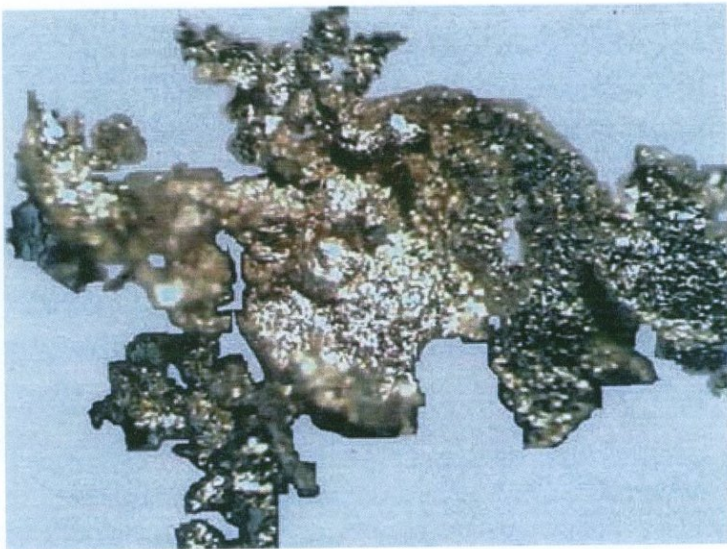


б)

Рис. 4.16. Воскесар. Геолого-технологическая композитная проба. Металлургический опыт №1. Навеска пробы 165г. Au - 0.6мг (3.63г/т), Ag - 123.4мг (747.8г/т). Биноккулярная лупа. Ув. а - x125, б - x50. Digital 00045, к. 25 и 26.



а)



б)

Рис. 4.17 . Воскесар. Геолого-технологическая проба ТП-1. Metallургический опыт №2. Навеска пробы 100г. Сплав Доре - 2.8мг. Вес - 1.6мг (1.6г/т). Биноклярная лупа. Ув. а -  $\times 25$ , б -  $\times 50$ , Digital 000045, к. 30 и 31.

## Глава 5. ПЕРСПЕКТИВНАЯ ОЦЕНКА ВАРДАДЗОРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Месторождения меднопорфирового типа традиционно формируют основу минерально-сырьевой базы известной компании Phelps Dodge. Более чем вековая история исследований по поискам и геологоразведочным работам по разведке и эксплуатации месторождений этого типа позволила приобрести уникальный опыт и разработать эффективные технологические решения в этой области. В настоящее время Phelps Dodge Exploration Corp. предлагает западным и российским специалистам переоценить ранее отбракованные объекты и выделить наиболее перспективные для их доизучения. При этом следует особое внимание уделить не только меднопорфировому ядру гидротермальной системы, но и более низкотемпературным ее частям (высоко и низкосульфидизированном или алунит- и адуляр-кварцевые минерализованные зоны), в которых зачастую золото преобладает над медью. По данным этой компании на огромной территории России в настоящее время не разрабатываются месторождения меднопорфирового типа. Единичные оцененные объекты обычно имеют низкие содержания в рудах и признаны не рентабельными к отработке. С другой стороны, в России выявлен целый ряд меднопорфировых полей, объекты которых соответствуют классической меднопорфировой модели.

Автор статьи меднопорфировое ядро гидротермальной системы отделяет от железокислого медно-золотого типа (IOCG) оруденения, т.е. от "покрова" вторичных кварцитов. Наши подходы с автором совпадают.

Объекты IOCG (Iron Oxide Copper – Gold – железоокисные медно-золотые), т.е. те же вторичные кварциты, к которым в мире принадлежат также уникальные месторождения, как Канделария в Чили (запасы 366 млн.т руды со средним содержанием Cu – 1,08% и Au-0,26г/т) и Олимпик Дам в Австралии (2 млрд т руды, Cu – 1,6% и Au-0,6г/т), на настоящий момент на территории России и стран СНГ не известны и перспективы их обнаружения не изучены.

За последние годы в Армении выявлены ряд перспективных участков с огромными ресурсами золота и меди эпitherмально-инфильтрационного генезиса с которым относится Вардадзорское рудное поле.

Вардадзорское вулканно-плутоническое сооружение гранитоидного типа имеет резко асимметричное левостороннее строение, обусловленное как геотектонической позицией вулканоплутона, так и геолого-структурными особенностями слагающих его комплексов и всего сооружения в целом.

В пределах Вардадзорского вулканоплутона наблюдается отчетливо выраженная горизонтальная минералого-геохимическая зональность. Для каждого из комплексов выделяется характерный морфогенетический тип оруденения.

**Интрузивный комплекс.** Цахкашен-Каватский интрузивный комплекс в сущности представляет собой месторождение золото-меднопорфирового типа с низким содержанием молибдена и относится к месторождениям "диоритовой" модели. Комплекс крайне слабо изучен, а картина рудоносности искажена ввиду того, что сульфидные руды комплекса рассматривались вкуче с покровом вторичных кварцитов, без выделения формационно-генетических типов руд. Картина усложнялась тем, что в покрове вторичных кварцитов искали молибден и пытались найти закономерности его распределения с глубиной.

Золото-меднопорфировые сульфидные руды имеют простой состав: магнетит, пирит, халькопирит, в меньшей степени молибденит, редко встречаются борнит в эндоконтакте, а галенит и сфалерит - в экзоконтакте. По данным С.Р.Титли и Р.Э.Бина (1984). гипогенная минерализация в "диоритовых" моделях в основном представлена халькопиритом и сфалеритом, чем, на наш взгляд, возможно, обусловлена зараженность медно-цинковым оруденением всех комплексов.

Оруденение интрузивного комплекса прожилково-вкрапленного – штокверкового типа.

Золотоносность руд Цахкашенского меднопорфирового проявления имеет существенное значение для геолого-экономической оценки объекта и комплексного использования руд. Меднопорфировый тип руды может сыграть значительную роль в добыче золота. По своему промышленному значению Цахкашенское проявление относится не к меднопорфировому, как представляют азербайджанские геологи, а к золото-меднопорфировому промышленному типу. По запасам и горно-техническим условиям промышленного освоения этот объект гораздо более доступен, чем собственно золоторудные (или комплексные) месторождения жильного типа (или других морфогенетических типов). При этом отметим, что золотоносность сульфидных меднопорфировых руд резко расширяет круг поисковых работ в пределах всего интрузивного массива, в особенности в пределах его центральной части, которая считается "непродуктивной". Кроме того, особое внимание следует уделить золотоносности делювиальных, элювиальных и аллювиальных отложений, широко развитых в районе Цахкашен-Кавартского интрузива, и сделать их объектом специального изучения. Такие примеры известны в США (Бингхем), в Новой Гвинее, на Филиппинах и др.

По имеющимся данным, площадь Цахкашен-Каватского интрузива занимает 65 кв.км (а по некоторым данным 100 кв.км), при этом его большая часть (центральная) рассматривается как "непродуктивная". Нам представляется, что этот вывод преждевременный и поиски надо продолжать не на медно-молибденовое, а на золотосульфидное оруденение. Покров вторичных кварцитов над сульфидными золото-меднопорфировыми рудами интрузивного комплекса занимает около 1 кв.км, при средней глубине (мощности) 50 м. По данным старых буровых скважин, золото-меднопорфировое оруденение штокверкового типа достоверно установлено на глубинах 220-250 м, однако не исключается вскрытие золотополиметаллического оруденения другого морфологического типа на более низких горизонтах. Ожидаемые содержания полезных компонентов до глубины 250 м могут быть: золото - 0,8-1 г/т, медь - 0,35-0,5% и молибден - 0,02-0,05%.

Считаем необходимым здесь привести запасы и содержания металлов на наиболее крупных меднопорфировых и порфировых медно-молибденовых месторождениях мира. К сожалению, о золотоносности этих месторождений мало информации, но по опыту армянских медно-молибденовых месторождений можно говорить о возможной их золотоносности, хотя Каджаран и Агарак относятся к "монзонитовой" модели (табл. 5.1, 5.2).

**Комплекс вулканогенных пород.** Комплекс вулканогенно-осадочных образований характеризуется концентрацией эндогенного оруденения в определенной минералогическо-геохимической зональности от интрузивного массива: медно-колчеданные руды → медно-цинковые → цинковые → свинцово-цинковые → магнетитовые руды. Рудовмещающими

являются вулканиты и туффиты андезитов и андезитодацитов средней юры (бата). Оруденение представлено жильным типом.

Часто вдоль залыбандов жил наблюдается вкрапленность сульфидов. Во многих случаях оруденение контролируется тектоническими нарушениями и дайковыми образованиями, редко выходами небольших штоков гранодиоритового состава. На глубину и по простиранию жильный тип орудения слабо изучен. Характерным для всех рудопроявлений является наложенное

Таблица 5.1.

Общие запасы добытой и неотработанной руды содержание металлов на меднопорфировых и порфировых медно-молибденовых месторождениях Тихоокеанского бассейна, (Титли, Бин, 1984)

Регион или страна	Медные руды, млн.т	Содержание Cu, %	Медно-молибденовые руды,	Содержание Mo, %
Чили	22567	0,66	6749	0,041
Перу	<b>3984</b>	0,83	1863	0,027
Центральная и Южная	4595	<b>0,56</b>	3053	<b>0,017</b>
Мексика	2895	0,68	-	-
США	14381	0,68	7169	0,0325
Британская Колумбия - Юкон	5082	<b>0,43</b>	3264	0,028
Филиппины	772	<b>0,48</b>	-	-
ЮЗ часть Тихого океана	<b>2921</b>	<b>0,52</b>	2302	<b>0,007</b>
<b>Всего (среднее)</b>	<b>57198</b>	<b>0.64</b>	<b>24400</b>	<b>0.029</b>

Таблица 5.2.

Содержание золота в рудах, концентратах и минералах медно-молибденовых месторождениях Армении\*

NN п/п	Месторождение (автор)	Руда, концентрат, минерал	Содержание золота, г/т
1	Каджаран (А.С.Фармазян)	Медный концентрат (к-т) (Cu-Mo руда)	2.4
		Медный к-т ( кварц-халькопиритовая руда)	0.4
		Пиритовый к-т	0.9
		Кварц - сфалсрит - галенитовая руда	1.06
		Пиритовый к-т	1.4
		Медно – молибденовый к-т	1.2
		Цинковый к-т ( штуф)	8.75
		Свинцовый к-т ( штуф)	19.41
		Медный к-т ( штуф)	0.96-1.1
		Тетраэдрит	10-30
		Галенит	10-41.73
Сфалерит	10-30		
2	Анкаван (Г.О.Пиджян, А.И.Карапетян)	Пирит	до 30
		Халькопирит	30-100
		Энаргит	30-100
		Теннантит	30
		Борнит	100-300
3	Агарак (Г.О.Пиджян)	Медная руда ( штуф)	1.0-1.5
4	Джиндара (Анкадзор) (Г.О.Пиджян)	Халькопирит	10-30
5	Дастакерт (Г.О.Пиджян)	Медный к-т	1.2
		Медно – молибденовая руда ( штуф)	0.1

\* Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР, Ереван. Изд. АН Арм. ССР, 1972.

золотое оруденение, что придает особую ценность полиметаллическим, медно-цинковым и медно-колчеданным рудам. В отдельных случаях на медное оруденение накладывается магнетит – гематитовое оруденение. Мощность жил небольшая, но в отдельных случаях мощность жильных зон достигает 7-10 м. Высокие содержания Au, Ag, Cu, Pb и Zn наблюдаются в маломощных жилах. Некоторые жильные месторождения были описаны выше (Мехмана, Амбариджур, Арчисар, Каварт, Сампас). Наиболее крупной и интересной с точки зрения промышленного освоения является Мехманинское золотополиметаллическое месторождение на самой окраине вулканоплутона в зоне Мехманинского разлома, оконтуривающего ВПС с запада и юго-запада. В пределах Мехманинского месторождения фирма "Валекс" вел поисково-оценочные работы и опытную добычу руд с целью разработки технологии отработки маломощных жил.

Группа золотосульфидных месторождений (рудопроявлений), расположенная в бассейне р.р. Амбариджур, Сусулджур и Вардадзор, нуждается в детальном изучении, для чего необходимо составление специального проекта и детальный анализ имеющегося фондового фактического материала. Многие из этих объектов в древние времена, по-видимому, разрабатывались, но в настоящее время их промышленное освоение не может считаться первоочередной задачей. Эта задача будущего. Считаем целесообразным провести групповую геолого-экономическую оценку этих объектов, с учетом перспективы промышленного освоения покрова вторичных кварцитов в пределах Вардадзорского рудного поля, как дополнительной сырьевой базы Дрмбонского комбината. Следует отметить, что эта группа жильных золотосульфидных руд была опойскована и, возможно, разведывалась и отрабатывалась намного ранее (т.е. в древние времена), чем было открыто в 1983 г. штокерковое оруденение золото-медно-молибденовых руд.

Концентрация медной и полиметаллической минерализации (типов руд) жильного типа известна на флангах многих меднопорфировых месторождений (вулканоплутонов гранитоидного типа), которые во многих случаях также разрабатывались задолго до обнаружения меднопорфирового оруденения.

**Покров вторичных кварцитов.** Перспективы Вардадзорского рудного поля в основном связаны с покровом вторичных кварцитов. Покров вторичных кварцитов является объектом первоочередного изучения и промышленного освоения. Руды по составу золотомедные, а тип оруденения – штокерковый – прожилково-вкрапленный. Тип руды – окисленный и вторичного сульфидного обогащения. В покрове встречаются отдельные, сравнительно выдержанные прожилки с ореолом вкрапленного оруденения, которые ранее ошибочно принимались за самостоятельные объекты разведки.

На участке развития покрова вторичных кварцитов в пределах как вулканогенного, так и интрузивного комплексов выделяются два этажа морфогенетически разнотипного оруденения.

Результаты наших исследований дают основание прогнозировать общие ресурсы Вардадзорского вулканоплутонического сооружения в количестве: медь – около 3 млн. т (0.3%), золото – свыше 1000 т (0.3 г/т) и молибдена – около 250 тыс. т (0.025%) при коэффициенте рудоносности 0.75. Это уникальное месторождение; ресурсы огромны, а по горно – техническим условиям оно доступно для открытой разработки, что при целенаправленных геологоразведочных и проектных работах выведет рудное поле в ряд крупнейших. Отметим, что общее количество разведанных и предварительно оцененных запасов,

а также прогнозных ресурсов Армении составляет около 600 т. Следовательно, к ресурсам Вардазорского вулканоплутона следует проявить особое внимание в сложившихся геополитических условиях. т.к. он приобретает стратегическое значение и выдвигается в ряд крупнейших мировых золотоносных провинций.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Доюрский фундамент Малокавказской геотектонической области Альпийского складчатого пояса имеет гетерогенное строение и состоит из двух разновозрастных континентальных блоков – байкальского и герцинского, разграниченных Эрзинджан-Севанской зоной окраинно-континентального рифтогенеза. На этом сложно построенном сиалическом фундаменте в мезо-кайнозой формировалась дробная структурно-фациальная зональность с характерными тектоно-магматическими комплексами и рудными формациями. Сохметский и Зангезурский сегменты Малого Кавказа – это области полициклического развития с гетерогенно-мозаичным фундаментом континентального типа разных возрастов, характеризующимися большими мощностями земной коры (45-47 км) без отчетливо выраженных границ обмена сейсмических волн (за исключением зон сочленения).

2. Вардадорское вулканоплутоническое сооружение расположено на юго-восточном замыкании Вирайюц-Карабахской складчатой зоны Малого Кавказа раннеальпийской консолидации (палеоостровной дуги) и имеет северо-западное простирание, охватывая междуречье р.р. Сукулджур и Хачингет. Оно сложено разновозрастными вулканогенно-осадочными породами и гранитоидами Мехманинского интрузивного комплекса среднеюрского возраста, которые перекрываются несогласно ниже-верхнемеловыми, стерильными с точки зрения рудоносности, отложениями. Вардадорское вулканоплутоническое сооружение имеет резко асимметричное левостороннее строение, обусловленное как геотектонической позицией вулканоплутона, так и геолого-структурными особенностями слагающих его комплексов и всего сооружения в целом. В составе Вардадорского ВПС выделяются 3 комплекса пород: 1 – комплекс вулканогенных, вулканогенно-осадочных пород; 2 – комплекс интрузивных, жильных и дайковых пород; 3 – комплекс гидротермально и метасоматически измененных пород; покров вторичных кварцитов. Вардадорское рудное поле является составной частью Вардадорского вулканоплутонического сооружения и охватывает около 70% покрова вторичных кварцитов, из которых на долю эндокварцитов приходится около 45%, а на долю экзокварцитов - 55% оруденелой площади вторичных кварцитов.

3. Покров вторичных кварцитов является носителем золотомедного штокверкового оруденения в крупных масштабах с низким содержанием полезных компонентов и является **объектом первоочередного изучения** и промышленного освоения. Это **новый золотосодержащий формационный тип**, венчающий разрез меднопорфировых месторождений (систем). Отчетливо прослеживается вертикальная зональность оруденения, которая выражена в виде трехслойной модели минералообразования: в зоне окисления – гипергенные руды; в зоне вторичного сульфидного обогащения - супергенные руды, а в сульфидной зоне - первичные гипогенные руды. Часто встречаются смешанные руды. Оруденение представлено штокверковым прожилково-вкрапленным типом, при наличии отдельных маломощных выдержанных жил с кварц-сульфидной сердцевиной, которые ранее рассматривались как самостоятельные объекты разведки.

4. Выделенные зоны минерализации существенно отличаются друг от друга как петрографическим составом пород, рудной минералогией, так и физико-механическими параметрами, что делает возможным создание минерагенной и петрофизической моделей зоны оруденения. **Зона окисления** при мощности в среднем 37м характеризуется наличием гидроокислов железа и марганца, малахита, азурита, самородного (видимого и дисперс-

ного) золота, серебра и меди, местами скоплениями гематита и магнетита с очень характерной брекчиевой структурой. В отдельных пересечениях наблюдаются сплошные брекчированные линзы магнетита и гематита. Под зоной окисления располагается **зона вторичного сульфидного обогащения** очень сложного строения и морфологии. Часто обрывается, а на северо-западе выражена двумя супергенными ярусами, ограниченными смешанно-сульфидными рудами. Зона вторичного сульфидного обогащения представлена вторичными сульфидами меди в виде борнита, ковеллина и халькозина, реликтами халькопирита, а также самородным (видимым и дисперсным) золотом и серебром. Мощность зоны супергенеза в среднем составляет 17м. **Зона первичных сульфидных руд** характеризуется низкими содержаниями сульфидов - пирита и халькопирита. Присутствует также самородное (видимое и дисперсное) золото. Верхние 10-20м сульфидных руд характеризуются наличием массивных сближенных пиритовых прожилков и вкрапленников, среди которых оконтуриваются небольшие участки золотомедной минерализации с жильным типом медно-колчеданного (в основном колчеданного) оруденения. Здесь интенсивно развиты эпидотизация и хлоритизация.

5. Типы руд технологически не изучены. Необходимо проведение геолого-технологического картирования с проходкой короткометражных скважин, а также проведение промышленной типизации руд. При технологических исследованиях следует рассмотреть возможность селективной или совместной переработки различных типов руд.

6. Под покровом вторичных кварцитов в пределах комплекса вулканогенных пород, в бассейне верховьев р.р. Амбариджур, Сусулджур и Вардадзор, выявлены многочисленные рудопроявления и месторождения золотосульфидного оруденения жильного типа. Отчетливо прослеживается минералого-геохимическая зональность от Цахкашен-Каватского интрузива на запад, к окраине Мехманинского блока: медно-колчеданная → медно-цинковая → цинковая → свинцово-цинковая → магнетитовая. Эта зональность прослеживается от Цахкашенского золото-меднопорфирового месторождения на востоке до Мехманинского золотополиметаллического месторождения на западе на расстоянии 10-12км. Следует учесть, что на все типы руд наложено золотое оруденение в различной степени, а в отдельных случаях и магнетит-гематитовое оруденение. Группа рудопроявлений золотосульфидного оруденения жильного типа нуждается в серьезном изучении по отдельному проекту с целью их групповой геолого-экономической оценки. Окончательная оценка промышленной ценности этих руд должна быть увязана с промышленным освоением покрова вторичных кварцитов. **Это группа объектов второй очереди.**

7. Под покровом вторичных кварцитов, в ядре интрузивного комплекса выделяется золото-меднопорфировое месторождение "диоритовой" модели с низкими содержаниями молибдена. По имеющимся в настоящее время данным золотомедно-молибденовое штокверковое оруденение прослеживается до глубины 220-250м. Однако не исключается вскрытие золотосульфидного оруденения другого морфологического типа на более низких горизонтах. Нижние горизонты крайне слабо изучены. Для оценки промышленной ценности объекта необходимо проведение специальных геологоразведочных работ по локальному проекту. **Это объект третьей очереди.**

8. Значительный интерес могут представить огромные объемы элювиально-делювиальных, а также аллювиальных отложений Вардадзорского рудного поля, которые на золотоносность не изучены, однако имеется огромный опыт переработки россыпей и чет-

вертикальных отложений (коры выветривания) в России, Австралии, Новой Гвинее, Центральной Африке, Бразилии, Колумбии, Перу, Индии, Вьетнаме.

9. Потенциальные ресурсы Вардазорского рудного поля огромны и технологически доступны. Необходимо разработать комплексный проект по изучению и разведке различных типов руд с учетом технологических возможностей расширения Дрмбонского обогатительного комплекса или нового технологического центра для переработки руд покрова вторичных кварцитов. Прогнозные ресурсы покрова вторичных кварцитов превышают: золота – 1000 т, меди – 3 млн.т и молибдена – около 250 тыс.т. Прогнозные ресурсы золота Вардазорского вулканоплутонического сооружения будут иметь стратегическое значение не только для Нагорного Карабаха, но и для всей Армении, т.к. она выдвигается в ряд крупнейших мировых золотоносных провинций.

## ԵԶՐԱԿԱՅՈՒԹՅՈՒՆ

1. Փոքր Կովկասի հնագույն լեռնահանքային կենտրոնները՝ Սոմխեթյան և Ջանգե-գուրյան սեզանետները, հանդիսանում են տարբեր հասակի կոնտինենտալ տիպի հետերոգեն-մոզայիկ ֆունդամենտով բազմացիկլային զարգացման մարզեր: Այդ բարդ կառուցվածքի սիպիկ ֆունդամենտի վրա մեզո-կայնոզոյում ձևավորվել է բնորոշ տեկտոնոմագմատիկ կոմպլեքսներով և հանքային ֆորմացիաներով մասնատված ֆացիալ-կառուցվածքային գոտիականություն:

2. Վարդաձորի հրաբխապլուտոնիկ կառույցը գտնվում է Փոքր Կովկասի վաղալայան կայունացման Վիրահայոց-Ղարաբաղյան ծալքավոր գոտու հարավ-արևելյան եզրափակման մասում և ունի հյուսիս-արևմտյան տարածում, ընդգրկելով Սուսուլջուր և Խաչինգետ միջգետային շրջանը: Այն կազմված է միջին յուրայի հասակի հրաբխանստվածքային ապարներից և նույնահասակ Մեհմանայի ինտրուզիվ կոմպլեքսի գրանիտոիդներից, որոնք աններդաշնակորեն ծածկված են կավճի, ոչ հանքաբեր նստվածքներով: Վարդաձորի հրաբխապլուտոնիկ կառույցը ունի խիստ ասիմետրիկ ձախակողմյան կառուցվածք, պայմանավորված ինչպես հրաբխապլուտոնի երկրատեկտոնական տեղադիրքով, այնպես էլ նրան ձևավորող կոմպլեքսների և ողջ կառույցի երկրաբանակառուցվածքային առանձնահատկություններով: Վարդաձորի ՀՊԿ-ի կազմում առանձնանում են ապարների երեք խմբեր. 1–հրաբխային ու հրաբխանստվածքային, 2–ինտրուզիվ, երակային և դալկային և 3–հիդրոթերմալ և մետասոմատիկ փոփոխված ապարներ, երկրորդային քվարցիտների ծածկոց: Վարդաձորի հանքային դաշտը հանդիսանում է համանուն հրաբխապլուտոնիկ կառույցի բաղկացուցիչ մասը և ընդգրկում է երկրորդային քվարցիտների ծածկոցի շուրջ 70%, որոնցից էնոքվարցիտներին բաժին է ընկնում գրեթե 45%, իսկ էկզոքվարցիտները կազմում են հանքայնացած երկրորդային քվարցիտների 55%-ը:

3. Երկրորդային քվարցիտների ծածկոցում տեղայնացված է խոշոր մասշտաբի շտոկվերկային ոսկի-պղինձային հանքայնացում՝ օգտակար տարրերի ցածր պարունակությամբ, որը հանդիսանում է **առաջնահերթ ուսումնասիրման** ու արդյունաբերական յուրացման օբյեկտ: Դա նոր ոսկեբեր ֆորմացիա է, որը եզրափակում է պղինձ-պոքֆիրային հանքավայրերի (կառույցների) կտրվածքը: Պարզորոշ հետաձուլվում է հանքայնացման ուղղահայաց գոտիականությունը, որն արտահայտվում է միներալագոյացման եռաշերտ մոդելի տեսքով. օքսիդացման գոտում՝ հիպերգեն, երկրորդային սուլֆիդային հարստացման գոտում՝ սուլֆերգեն, իսկ սուլֆիդային գոտում՝ առաջնային արմատական հիպոգեն հանքա-

քարեր: Հաճախ հանդիպում են խառը հանքաքարեր: Հանքայնացումը ներկայացված է շտոկվերկային երակացանային տարատեսակով, փոքր հզորությամբ առանձին, չընդհատվող քվարց-սուլֆիդային միջուկով երակների առկայությամբ, որոնք նախկինում դիտարկվում էին որպես հետախուզման ինքնուրույն օբյեկտներ:

4. Հանքայնացման առանձնացված գոտիները զգալիորեն տարբերվում են միմյանցից ինչպես ապարների պետրոգրաֆիական կազմով, հանքային միներալներով, այնպես էլ ֆիզիկամեխանիկական չափորոշիչներով, ինչը հնարավորություն է տալիս ստեղծել հանքայնացման գոտու հանքային և պետրաֆիզիկական մոդելները: **Օբսիդացման գոտին՝** 37մ միջին հզորությամբ, բնութագրվում է երկաթի և մանգանի օքսիդների, մալաքիտի, ազուրիտի, բնածին ոսկու (տեսանելի և դիսպերս), արծաթի և պղնձի, տեղ-տեղ հեմատիտի և մագնետիտի շատ բնորոշ փշրաբեկորային կառուցվածքով կուտակումների տեսքով: Առանձին հատումներով դիտվում են մագնետիտի և հեմատիտի համատարած փշրաբեկորային ոսպնյակներ: Օքսիդացման գոտու տակ տեղադրված է **երկրորդային սուլֆիդային** հարստացման գոտին՝ շատ բարդ կառուցվածքով և ձևաչափով: Այն հաճախ ընդհատվում է, իսկ հյուսիս-արևմուտքում արտահայտված է երկու սուլբերգեն հարկերով, որոնք տարանջատվում են խառը սուլֆիդային հանքաքարերով: Երկրորդային հանքայնացման գոտին ներկայացված է պղնձի երկրորդային սուլֆիդների՝ բորնիտի, կովելինի և խալկոզինի տեսքով, խալկոպիրիտի մնացորդներով, ինչպես նաև բնածին ոսկով (տեսանելի և դիսպերս) և արծաթով: Սուլբերգենային գոտու հզորությունը միջինը կազմում է 17մ: Առաջնային սուլֆիդների հանքայնացման գոտին բնորոշվում է սուլֆիդների՝ պիրիտի և խալկոպիրիտի, ցածր պարունակություններով: Առկա է նաև բնածին ոսկին (տեսանելի և դիսպերս): Սուլֆիդային գոտու վերին 10-20մ բնորոշվում են պիրիտային զանգվածային երակներով ու ցաներով, որոնցում եզրագծվում են ոսկի-պղնձային հանքայնացման ոչ մեծ հատվածներ պղինձ-կոլչեդանային (հիմնականում կոլչեդանային) հանքայնացման երակային տարատեսակով: Այստեղ համատարած զարգացած են էպիդոտացումն ու քլորիտացումը:

5. Հանքաքարերի տարատեսակները տեխնոլոգիապես ուսումնասիրված չեն: Անհրաժեշտ է իրականացնել երկրաբանատեխնոլոգիական քարտեզագրում՝ ոչ խորը հորատանցքերի անցումով, ինչպես նաև հանքաքարի արդյունաբերական տեսակավորում: Տեխնոլոգիական հետազոտություններում պետք է դիտարկել տարատեսակ հանքաքարերի ընտրովի (սելեկտիվ) կամ համատեղ վերամշակման հնարավորությունը:

6. Երկրորդային քվարցիտների ծածկոցի տակ՝ հրաբխային ապարների համալիրի սահմանում, Ամբարիջուր, Սուսուլջուր և Վարդաձոր գետերի վերին ավազաններում, հայտնաբերվել են երակային ոսկի-սուլֆիդային հանքայնացման երևակումներ և հանքավայրեր: Պարզորոշ հետամտվում է միներալոգաերկրաքիմիական գոտիականություն Մեհմանայի ինտրոզիվից դեպի արևմուտք, Մեհմանայի բլրկի եզրամաս՝ պղինձ-կոլչեդանային → պղինձ-ցինկային → ցինկային → կապարացինկային → մագնետիտային: Այդ գոտիականությունը հետամտվում է Ծաղկաչենի ոսկի-պղինձ-պորֆիրային հանքավայրից՝ արևելքում, դեպի Մեհմանայի ոսկի-բազմամետաղային հանքավայրը՝ արևմուտքում, 10-12կմ տարածության վրա: Պետք է հաշվի առնել, որ բոլոր հանքատեսակների վրա վրադրված է ոսկու տարբեր աստիճանի, իսկ առանձին դեպքերում՝ մագնետիտ-հեմատիտային հանքայնացում: Երակային ոսկի-սուլֆիդային հանքայնացման հանքերակումների խումբը մանրամասն ուսումնասիրման կարիք ունի՝ առանձին նախագծով, դրանց խմբակային երկրաբանատնտեսական գնահատման նպատակով: Այդ հանքաքարերի

արդյունաբերական գնահատականը պետք է կապվի երկրորդային քվարցիտների ծածկոցի արդյունաբերական յուրացման հետ: **Գա երկրորդ հերթի օբյեկտների խումբն է:**

7. Երկրորդային քվարցիտների ծածկոցի տակ, ինտրուզիվ խմբի միջուկում առանձնանում է «դիորիտային» մոդելի ոսկի-պղինձ-պորֆիրային հանքայնացումը՝ մոլիբդենի ցածր պարունակությամբ: Ներկայումս գոյություն ունեցող տվյալների համաձայն ոսկի-պղինձ-մոլիբդենային շտոկվերկային հանքայնացումը հետամտվում է մինչև 220-250մ խորությունները: Սակայն չի բացառվում ոսկի-սուլֆիդային հանքայնացման այլ տարատեսակի հայտնաբերումը ավելի խորը հորիզոններում: Մտորին հորիզոնները ծայրահեղ վատ են ուսումնասիրված: Օբյեկտի արդյունաբերական արժեքի գնահատման համար անհրաժեշտ է առանձին նախագծով իրականացնել մասնագիտացված երկրաբանահետախուզական աշխատանքներ: **Գա երրորդ հերթի օբյեկտ է:**

8. Նշանակալի հետաքրքրություն կարող են ներկայացնել Վարդաձորի հանքային դաշտի էլյուվիալ-դելյուվիալ, ինչպես նաև ալյուվիալ նստվածքների հսկայական ծավալները, որոնք ոսկեբերության տեսակետից չեն ուսումնասիրվել, սակայն ցրոնների և չորրորդական նստվածքների (հողմնահարման կեղևի) վերամշակման հսկայական փորձ գոյություն ունի Ռուսաստանում, Ավստրալիայում, Նոր Գվինեայում, Կենտրոնական Աֆրիկայում, Բրազիլիայում, Պերուում, Հնդկաստանում, Վիետնամում:

9. Վարդաձորի հանքային դաշտի բնապաշարների ներուժը հսկայական է և տեխնոլոգիապես հասանելի: Անհրաժեշտ է մշակել համալիր նախագիծ տարատեսակ հանքաքարերի ուսումնասիրման և հետախուզման նպատակով, հաշվի առնելով Գրմբոնի հարստացուցիչ համալիրի ընդարձակման հնարավորությունները կամ նոր տեխնոլոգիական կենտրոնի ստեղծումը՝ հանքաքեր երկրորդային քվարցիտների ծածկոցի վերամշակման համար: Երկրորդային քվարցիտների ծածկոցի կանխատեսումային բնապաշարները կազմում են. ոսկի – շուրջ 1000 տ, պղինձ 3 մլն.տ և մոլիբդեն – 250 հազ.տ: Վարդաձորի հրաբխապլուտոնիկ կառույցի ոսկու կանխատեսումային բնապաշարները ռազմավարական նշանակություն կունենան ոչ միայն Արցախի, այլև ամբողջ Հայաստանի համար, քանզի այն կդասվի աշխարհի խոշորագույն ոսկեքեր պրովինցիաների շարքին:

## THE CONCLUSION

1. Somkhet and Zangezour, the Small Caucasian segments, are the regions of polycyclic development with the continental-type heterogeneous-mosaic foundation of different ages, characterized by the Earth's crust great thickness. On this complex constructed sialic foundation the chatter structure-facial zonality having the specific tectonic-magmatic complexes and ore formation had been formed during Mezo-Cenozoic.

2. The Vardadzor volcano-plutonic construction is located on southeast closing of the Small Caucasus Virahayots-Karabakh folded zone of early Alpine consolidations (paleoisland arch) and has northwest strike, covering interstream area of the Susuldzhur and Hachinget rivers. It is combined by one-age vulcanogenic-sedimentary rocks and granitoides of the Middle Jurassic Mehmanins intrusive complex which are nonconformable overlapping by the Lower-Upper Cretaceous depositions sterile from the metalliferrous view point. The Vardadzor volcano-plutonic construction has sharply asymmetric sinistral structure caused both by volcano-plutonic geotectonic position and geological-structural features of composing complexes and entire construction as a whole. Three complexes of rocks are allocated as a part of the Vardadzor volcano-plutonic construction: 1 – a complex of volcanogenous, volcanogenous sedimentary

rocks; 2 – a complex of intrusive, vein and dyke rocks 3 – a complex of hydrothermally and metasomatically altered rocks; a cover of secondary quartzites. The Vardadzor ore field is a component of the Vardadzor volcano-plutonic construction and include about 70% of a secondary quartzites cover, over 45% of which is a share of endoquartzites, and the a share of exoquartzites is 55% of secondary quartzites mineralized area.

3. The cover of secondary quartzites is the carrier of large scale gold-copper stockwork mineralization with the low grade of useful components and is the **object of prime studying** and industrial development. It is **new auriferous formational type** crowning a section of copper-porphyry deposits (systems). Vertical zonality of mineralization which is expressed in the form of three-layer model of mineralogenesis is distinctly traced: hypogene ores – in an oxidation zone; supergene ores – in a zone of secondary sulphidic enrichment, and primary hypogene ores – in a sulphidic zone. Mixed ores are meeting rather often. Mineralization is represented by the stockwork veinlet-disseminated type, at the presence of separate low-thickness persistence veins with quartz-sulphidic core which were considered earlier as independent objects of prospecting.

4. The allocated zones of a mineralization essentially differ from each other both by petrographic structure of rocks, ore mineralogy, and physicommechanical parameters that do possible creation of mineragenic and petrophysical models of mineralization zone. The **oxidation zone** at the average thickness of 37m is characterized by the presence of iron, manganese, malachite, azurite, native (visible and disperse) gold, silver and copper hydroxides, as well as congestions of hematite and magnetite with very specific breccia structure. In separate crossings continuous magnetite and hematite brecciated lenses are observed. The **zone of secondary sulphidic enrichment** of very complex structure and morphology is located under the oxidation zone which often breaks, and in the northwest it is expressed by two supergene stages limited to mixed-sulphidic ores. The zone of secondary sulphidic enrichment is represented by secondary copper sulphides in a form of bornite, covellite and chalcocite, relicts of chalcopyrite, and also native (visible and disperse) gold and silver. The average thickness of a supergene zone is 17m. The **zone of primary sulphidic ores** is characterized by low content of sulphides – pyrite and chalcopyrite. Native (visible and disperse) gold is present also. Upper 10-20m of sulphidic ores are characterized by the presence of massive contiguous pyrite veinlets and phenocrysts, among which the small sites of gold-copper mineralization with vein type copper-firestone (basically firestone) mineralization are delineated. Here the epidotization and chloritization are intensively developed.

5. Types of ores are not technologically investigated. It is necessary to provide geological-technological mapping with driving the short holes, and also realizing an industrial typing of ores. During technological researches it is necessary to consider the possibility for processing of selective or joint various types of ores.

6. Numerous of ore manifestation and deposits of vein type gold-sulphide mineralization are revealed under the cover of secondary quartzites within a volcanogenous rocks complex in the basin of the Ambaridzhur, Susuldzhur and Vardadzor rivers head streams. Mineralogical-geochemical zonality from the Mehmanins intrusive from the west to the margine of the Mehmanins block is distinctly traced: copper-firestone→copper-zinc→zinc→lead-zinc→magnetite. This zonality is traced from the Tsahkashen gold-copper-porphyry deposit in the East up to Mehmanins gold-polymetallic deposit in the West on distance of 10-12km. It is necessary to consider that the gold mineralization and, in some cases, magnetite-hematite mineralization in various degrees is applicated on all types of ores. The ore manifestation group

of vein type gold-sulphide mineralization requires serious studying under the separate project for the purpose of their sectional geological-economic estimation. The final estimation of these ores' commodity value should be co-ordinated to secondary quartzite cover's industrial development. **It is the second turn group of objects.**

7. Under the secondary quartzites cover the gold-copper-porphyry deposit of "diorite" model with low grade molybdenum is allocated in the core of intrusive complex. Under the available data now the gold-copper-molybdenum stockwork mineralization is traced to the depth of 220-250m. However the stripping of gold-sulphidic mineralization of other morphological type on lower horizons is not excluded. The bottom horizons are extremely poorly investigated. For the object's commodity value estimation is necessary to provide special prospecting works under the local project. **It is the third turn object.**

8. Considerable interest can represent huge volumes of the Vardadzor ore field eluvial-deluvial depositions, and also alluvial depositions, the auriferousity of which are not studied yet, however there is a wide experience in processing of scatterings and quaternary depositions (weathering crust) in Russia, Australia, New Guinea, Central Africa, Brazil, Colombia, Peru, India, Vietnam.

9. Potential resources of the Vardadzor ore field are huge and technologically accessible. It is necessary to develop complex project on studying and investigation of various types of ores considering technological possibilities of the Drmbon processing plant's expansion or building of new technological centre for processing of ores from the cover of secondary quartzite. The reconnaissance resources of a secondary quartzite cover exceed:, gold – 1000t, copper - 3 million t and molibden – 250000 t. The reconnaissance resources of gold from the Vardadzor volcano-plutonic construction will have strategic value not only for the Nagorni Karabakh, but also for Armenia since they are now in the rank with largest world auriferous provinces.

1. **Алоян П.Г. и др.** Составление проекта дальнейших геологических исследований в пределах Цахкашенского, Еркатедзорского и Тракетского рудопоявлений (в 3-х томах). Ереван, фонды В.М., 2006.
2. **Алоян П.Г. и др.** Оценка перспективности Вардадзор-Чанкатагского поля, Ереван, Фонды ГМИ, 2006.
3. **Алоян П.Г. и др.** Рудная модель зоны гипергенеза сульфидных (меднопорфировых) месторождений Армении. ИАА, 2010.
4. **Алоян П.Г.** Металлоносность Вардадзорского вулканоплутонического сооружения и перспективы его освоения. Вестник ИАА.2011, т.8, №3, с.501-506.
5. **Азизбеков Ш.А.** Основные черты геологической истории северо-восточной части Малого Кавказа. ДАН Азерб.ССР, 1945, том 1, №1, с. 9-13.
6. **Азизбеков Ш.А. и др.** Металлогения Азербайджана. Изд. АН Азерб.ССР, Баку, 1962, 117с.
7. **Азизбеков Ш.А. и др.** Геология свинцово-цинковых месторождений Кавказа и закономерности их размещения. Госгеолтехиздат, М., 1962, 166с.
8. **Баширов Т.Г.** Отчет о результатах поисково-оценочных работ на медно-колчеданные и меднопорфировые руды в пределах перспективных площадей Мехманинского рудного района за 1978-1982гг (в 2-х томах). Баку, Азгеолфонды, 1983.
9. **Бетехтин А.Г. и др.** Краткий курс месторождений полезных ископаемых. Л.-М: Госгеолтехиздат, 1938. 473с.
10. **Бородаевская М.Б. и др.** Поиски меднорудных месторождений. М., НЕДРА, 1985, 219с.
11. **Брюханов В.Н., Буш В.А., Глуховский М.З. и др.** Кольцевые структуры континентов земли. М., НЕДРА, 1987, 184с.
12. **Волков А.Б.** Российский проект компании Phelps Dodge. Мин. рес. России. Экономика и управление. 2007, №1, с.59-61.
13. **Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В.** Главнейшие типы рудных месторождений. М., НЕДРА, 1975, 392с.
14. **Газизова К.С.** Медное месторождение Коунрад. М., Госгеолтехиздат, 1957, 130с.
15. **Генезис рудных месторождений (в 2-х томах).** М., Мир, 1984, том 1, 535с, том 2, 405с. Геологический словарь. М.;Недра, т.1 486с. 15.
16. **Геология Азербайджана.** Петрография. Гл. ред. ак. Белянкин Д.С.. Изд. АН Азерб.ССР, Баку, 1952, 827с.
17. **Геология СССР. Том 47. Азербайджанская ССР.** Геологическое описание. Гл. ред. ак. Сидоренко А.В.. М., НЕДРА, 1972, 520с.
18. **Геохимия современных поствулканических процессов.** Сборник статей. Перевод с английского и французского. М., Мир, 1965, 173с.
19. **Иванкин П.Ф.** Рудно-магматические системы. В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Труды ВСЕГЕН. Л., 1971, с. 20-22.
20. **Игнаткина Ж.А., Бочаров В.А.** Комплексное обогащение пиритных золотосодержащих руд цветных металлов// Цветные металлы, 2007, №8, с.18-24.
21. **Крейтер В.М., Аристов В.В., Волюнский Н.С.** Поведение золота в золотосульфидных месторождений. М: Госгеолтехиздат, 1958. 268с.
22. **Керимов А.Д.** Жильные породы Мехманинской гранитоидной интрузии. ДАН Азерб. ССР, 1956, том 12, №4, с. 265-268.
23. **Керимов А.Д.** Петрохимическая характеристика Мехманинской гранитоидной интрузии. ДАН Азерб.ССР, 1956, том 12, №7, с. 479-483.
24. **Кривцов А.И.** Геологические основы прогнозирования и поисков меднопорфировых месторождений. М., Недра, 1983, 255с.
25. **Кривцов А.И., Мигачев И.Ф. Попов В.С.** Меднопорфировые месторождения мира. М., Недра, 1986, 236с.
26. **Магакьян И.Г.** Металлогения Армении. Ереван, изд. АН Арм.ССР, 1954, 371с.
27. **Магакьян И.Г.** Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., НЕДРА, 1969, 225с.
28. **Мелкоян Р.Л.** Петрология и рудоносность мезозойских островодужных гранитоидных формаций Малого Кавказа. Автореферат док. дис., М., 1989, 50с. **Мигачев И.Ф., Звездов В.С.**

Моделирование обстановок формирования меднопорфировых рудно-магматических систем. В кн.: Руднообразующие процессы и системы. М., Наука, 1989, с. 168-178.

**29. Наковник Н.И.** Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., Недра, 1968, 335с.

**30. 28. Невский В.А., Фролов А.А.** Структуры медных месторождений кольцевого типа. М., НЕДРА, 1985, 247с.

**31. Нурбаев З.М., Полетаев А.И.** Новые данные о геологическом строении Коунрадского меднопорфирового месторождения Казахстана. Алма-Ата, 1969, с.97-109.

**32. Нэш Дж.Т., Грейнджер Х., Адамс С.С.** Геология и концепция генезиса важнейших типов урановых месторождений. В кн.: генезис рудных месторождений. т.1. М.:Мир, 1984, с. 72-155.

**33. Обручев В.А.** Рудные месторождения. Часть описательная. М-Л: Госиздат, 1929. 562с.

**34. Павлова И.Г.** Меднопорфировые месторождения. Л., Недра, 1978, 275с.

**35. Павлова И.Г. и др.** Закономерности размещения меднопорфировых месторождений в вулканогенных поясах. В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Труды ВСЕГЕН. Л., 1971, с. 296-300.

**36. Перваго В.А.** Геология и экономика меднопорфировых месторождений. М., НЕДРА, 1978, 168с.

**37. Перваго В.А.** Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. М., НЕДРА, 1983, 406с.

**38. Полетаев А.И.** Геолого-генетические особенности Медного Коунрада. Автореферат. Алма-Ата, 1970.

**39. Родин Р.С, Кужельский Н.М., Лоскутов Ю.И.** Факторы построения геолого-генетических моделей золотоносных кор выветривания западной части Алтае-Саянской складчатой области. Руды и металлы. 2006, №6, с. 31-41.

**40. Росляков Н.А.** Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосибирск: Наука, 1981, 238с.

**41.** Редкие и благородные элементы в рудных формациях Арм. ССР. Ответ. ред. Академик И.Г.Магакьян, Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1972, 393с.

**42. Рябчиков И.Д., Орлова Г.П.** Роль мантийных флюидов в транспортировке рудных компонентов. В кн.: Рудообразующие процессы и системы. М., Наука, 1989, с.25-34.

**43. Смирнов С.С.** Зона окисления сульфидных месторождений. М-Л: Изд.АН СССР, 1955. 381 с.(с.89-100, 139-148).

**44. Смирнов В.И.** Геология полезных ископаемых. М., НЕДРА, 1969, 685с., с. 327-348.

**45. Соловкин А.Н.** Гюльятагское полиметаллическое месторождение в Аз.ССР. Изв. Азерб. филиала АН СССР, 1938, №2, с. 53-67.

**46. Соловкин А.Н.** О возрасте интрузий северо-восточной части Малого Кавказа. ДАН СССР, 1944, том 46, №5, с. 221-222.

**47. Соловкин А.Н.** Новые данные о рудоносности интрузий Малого Кавказа (Аз. ССР). ДАН СССР, 1945, том 48, №8, с. 613-614.

**48. Соловкин А.Н.** Тектоника восточной части междуречья Тертера и Хачинчая в Азербайджане. Изв. АН Азерб.ССР, 1948, №7, с. 3-19.

**49. Соловкин А.Н.** Основные черты геологического строения северной части НКАО. Изв. АН Азерб.ССР, 1951, №5, с. 43-51.

**50. Сопко П.Ф.** Колчеданные месторождения Малого Кавказа. М., НЕДРА, 1971, 256с.

**51. Сотников В.И.** Геологические и физико-химические особенности процесса рудообразования месторождений медно-молибденовой формации. Автореферат доктор.дис. Новосибирск. 1975, 76с.

**52. Уайт У., Букстром А.А., Камилли Р.Дж. и др.** Основные черты и происхождение молибденовых месторождений типа Клаймакс. В кн.:Генезис рудных месторождений. т.1. М.: Мир, 1984, с.334-400.

**53. Творичрелидзе Г.А.** Мобилизм и классическая геотектоника. В кн.: Итоги науки и техники. Серия рудные месторождения. Ред.академик В.И.Смирнов. М.:ВИНТИ, 1979, 114с.

**54. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (под редакцией академика В.В.Фединского).** М: Недра, 1976, 527с.

**55. Титли С.Р., Бин Р.Э.** Геологическая позиция, петрология и тектогенез меднопорфировых месторождений. В кн. Генезис рудных месторождений, в 2-х томах. Том 1, М., Мир, 1984, с. 245 (532с).

- 56. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А.** Геолого-генетическая модель формирования стратифицированных золотокварцевых месторождений Южного Верхоянья. Отечественная геология, 2006, №5, с. 33-37.
- 57. Шагинян Р.Г.** О закономерностях формирования и размещения богатых медно-молибденовых месторождений в пределах Малого Кавказа. В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Труды ВСЕГЕИ. Л., 1971, с.300-302.
- 58. Щеглов А.Д.** Основные проблемы современной металлогении. Вопросы теории и практики. Л., НЕДРА, 1987, 231с.
- 59. Эммонс В.** Вторичное обогащение рудных месторождений. М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР. Госгеолтехиздат, 1935. 479 с.(с. 36-45).
- 60. Якжин А.А.** Поиски и разведка урановых месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1961. – 480с.
- 61. Almogela D.H.** Philippine porphyry coppers: now 34 known deposits, 8 mines. World Mining, 1974, V. 27, №13, p. 28-33.
- 62. Bryner L.** Ore deposits of the Philippines – an introduction to the eir geology. Econ. Geol., 1969, V. 64, №6, p.644-666.
- 63. Damon P.E., Mauger R.L.** Epeirogeny-orogeny viwed from the Basian and Range province. A.J.M.E. Trans. V. 235, 1970, p. 99-112.
- 64. Goossens P.J., Hollister V.F.** Structural control and hydrothermal alteration pattern of Chaucha porphyry copper scudder. miner. deposits, 1973, v.8, №4, p. 321-331.
- 65. Highlands Pacific Ltd. Projects.** Frieda River Copper and Gold Project. <http://www.highlands-pacific.com.2007>.
- 66. Hollister V.F.** Regional characteristics of porphyry copper deposits of South America. Trans. AIME, №1, 1974, pp. 45-53.
- 67. Metz R.A., Rose A.W.** Geology of the ray copper deposit, ray, Arizona. В кн.: Geology of the Porphyry copper Deposits South Western – North America. Tucson Univ. Arizona Press, 1968, p. 177-188.
- 68. Sillitoe R.H.** The tops and bottoms of porphyry copper deposits. Econ. Geol., 1973, vol.68, №6, pp. 794-815.
- 69. Sillitoe R.H.** A reconnaissance of Mexican porphyry copper belt. Trans. Inst. Min. and Met. Sec. B, 1977, vol.86, May, pp. 107-111.
- 70. Sillitoe R.H.** Regional aspects of the Anden porphyry copper belt in Chile and Argentina. Trans. Inst. Min. and Met. Sec. B, 1981, vol.90, Febr., pp. 15-36.
- 71. Sillitoe Richard H.** Masings of Future Exploration Targets and Strategies in the Andes, SEG Special Publication, 11, 2004, p. 1-14.
- 72. Sillitoe Richard H.** Gold-Rich Porphyry Deposits: Descriptive and Genetic Models and Their Role in Exploration and Discovery, SEG Reviews, Vol. 13, 2000, p. 315-345

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение.....	5
<b>Глава 1. Основные геотектонические единицы и модель альпийской геодинамики Малого Кавказа .....</b>	<b>7</b>
<i>Литература к главе 1.....</i>	15
<b>Глава 2. Геолого-структурные особенности Вардадзорского вулканно-плутонического сооружения .....</b>	<b>18</b>
2.1. Структурная позиция Вардадзорского вулканно-плутонического сооружения в геотектонической схеме Малого Кавказа.....	18
2.2. Строение и состав Вардадзорского ВПС .....	19
2.2.1. Комплекс вулканогенных, вулканогенно-осадочных и туфогенно-осадочных пород.....	19
2.2.2. Комплекс интрузивных, жильных и дайковых пород.....	23
2.2.3. Комплекс гидротермально и метасоматически измененных пород. Покров вторичных кварцитов.....	28
<b>Глава 3. Рудоносность Вардадзорского ВПС.....</b>	<b>33</b>
3.1. Рудоносность комплекса вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений.....	33
3.2. Рудоносность комплекса интрузивных пород.....	36
3.3. Рудоносность покрова вторичных кварцитов.....	38
3.3.1. Цахкашенское рудопроявление.....	40
3.3.1.1. Вещественный состав руд и пород.....	42
3.3.1.2. Физико-механические параметры руд и пород.....	46
3.3.2. Воскесарское рудопроявление .....	47
3.3.2.1. Вещественный состав руд и пород .....	50
3.3.2.2. Физико-механические параметры руд и пород .....	52
<i>Приложение 1 к главе 2 (цветные карты и рисунки) .....</i>	54
<i>Приложение 2 к главе 3 .....</i>	59
<i>Приложение 3 к главе 3 .....</i>	65
<i>Приложение 4 к главе 3 .....</i>	78
<b>Глава 4. Слоистая рудная модель зоны гипергенеза сульфидных медных и медно-порфировых месторождений .....</b>	<b>86</b>
4.1 Зона окисления.....	87
4.2 Зона вторичного сульфидного обогащения.....	94
4.3 Морфометрические параметры оруденения во вторичных кварцитах и рудные модели скважин участка Воскесар.....	99
4.4 Обобщенная рудная модель участка Воскесар .....	125
4.5 Определение достоверности оптических минералогических исследований металлургическими опытами.....	128
<i>Приложение 5 к главе 4(цветные карты и рисунки).....</i>	129
<b>Глава 5. Перспективная оценка Вардадзорского рудного поля.....</b>	<b>145</b>
Заключение (на русском, армянском и английском языках) .....	150
<i>Литература к гл 2-5. ....</i>	157

Ներածություն .....	Էջ 5
Գլուխ 1. Փոքր Կովկասի ալպիական գեոդինամիկայի մոդելը և հիմնական երկրատեկտոնական միավորները.....	7
<i>Գրականություն գլուխ 1-ի համար .....</i>	15
Գլուխ 2. Վարդաձորի հրաբխապլուտոնիկ կառույցի երկրաբանակառուցվածքային առանձնահատկությունները .....	18
2.1. Վարդաձորի հրաբխապլուտոնիկ կառույցի կառուցվածքային դիրքը Փոքր Կովկասի երկրատեկտոնական սխեմայում.....	18
2.2. Վարդաձորի ՀՊԿ կառուցվածքը և կազմը .....	19
2.2.1. Հրաբխածին, Հրաբխանստվածքային և տուֆածին-նստվածքային ապարների համալիր .....	19
2.2.2. Ներժայթքածին, երակային և դայկանման ապարների համալիր.....	23
2.2.3. Ջրաջերմային փոփոխված և մետասոմատիկ համալիր: Երկրորդային քվարցիտների ծածկոց .....	28
Գլուխ 3. Վարդաձորի ՀՊԿ հանքաբերությունը.....	33
3.1. Հրաբխածին, հրաբխանստվածքային առաջացումների հանքաբերությունը.....	33
3.2. Ներժայթուկածին առաջացումների համալիրի հանքաբերությունը.....	36
3.3. Երկրորդային քվարցիտների հանքաբերությունը .....	38
3.3.1. Ծաղկաշենի հանքերակում.....	40
3.3.1.1. Ապարների և հանքաքարերի նյութական կազմը.....	42
3.3.1.2. Ապարների և հանքաքարերի ֆիզիկամեխանիկական առանձնահատկությունները.....	46
3.3.2. Ոսկեսարի հանքերակում.....	47
3.3.2.1. Ապարների և հանքաքարի նյութական կազմը.....	50
3.3.2.2. Ապարների և հանքաքարի ֆիզիկամեխանիկական առանձնահատկությունները .....	52
<i>Հավելված 1 գլուխ 2-ին (գունավոր քարտեզներ և նկարներ).....</i>	54
<i>Հավելված 2 գլուխ 3-ին.....</i>	59
<i>Հավելված 3 գլուխ 3-ին.....</i>	65
<i>Հավելված 4 գլուխ 3-ին.....</i>	78
Գլուխ 4. Պղնձի սուլֆիդային և պղինձ-պորֆիրային հանքավայրերի վերնագոտու (գիպերգենեզի) շերտային հանքային մոդելը.....	86
4.1. Օբսիդացման գոտի.....	87
4.2. Սուլֆիդների երկրորդական հարստացման գոտի.....	94
4.3. Հանքայնացման ձևաչափական հանքայնացման ցուցանիշները և Ոսկեսար տեղամասի հորատանցքերի հանքային մոդելները.....	99
4.4. Ոսկեսար տեղամասի ամփոփ հանքային մոդելը.....	125
4.5. Օպտիկական միներալոգիական ուսումնասիրությունների հավաստիության հիմնավորումը.....	128
<i>Հավելված 5 գլուխ 4-ին.....</i>	129
Գլուխ 5. Վարդաձորի հանքային դաշտի հեռանկարային գնահատում.....	145
Եզրակացություն (հայերեն, ռուսերեն, անգլերեն).....	152
<i>Գրականություն գլուխ 2-5-ի համար.....</i>	157

TABLE OF CONTENT

	Pg
Introduction.....	5
1. <b>The main geotectonic units and the model of the Alpine geodynamics of the Lesser Caucasus.....</b>	<b>7</b>
<i>References to chapter 1.....</i>	<i>15</i>
<b>Chapter 2. Geological and structural characteristics of Vardadzor volcano-plutonic structure.....</b>	<b>18</b>
2.1. Structural location of Vardadzor volcano-plutonic structure (VPS) in the geotectonic layout of the Lesser Caucasus.....	18
2.2. The pattern and composition of Vardadzor VPS.....	19
2.2.1. The complex of volcanic, volcanic sedimentary and tuffaceous sedimentary rocks.....	19
2.2.2. The complex of intrusive, veined and dike rocks.....	23
2.2.3. The complex of hydrothermal and metasomatic altered rocks. Secondary quartzites mantle.....	28
<b>Chapter 3. The ore-bearing of Vardadzor VPS.....</b>	<b>33</b>
3.1. The ore-bearing volcanic and volcanic-sedimentary deposits.....	33
3.2. The ore-bearing of the unite of intrusive rocks.....	36
3.3. The ore-bearing of the unite of secondary quartzites.....	38
3.3.1. Tsaghkashen occurrence.....	40
3.3.1.1. The material composition of ores and rocks.....	42
3.3.1.2. The physical and mechanical characteristics of ores and rocks.....	46
3.3.2. Voskesar occurrence.....	47
3.3.2.1. The material composition of ores and rocks.....	50
3.3.1.2. The physical and mechanical characteristics of ores and rocks.....	52
<i>Appendix 1 to the Chapter 2 (colour maps and pictures).....</i>	<i>54</i>
<i>Appendix 2 to the Chapter 3.....</i>	<i>59</i>
<i>Appendix 3 to the Chapter 3.....</i>	<i>65</i>
<i>Appendix 4 to the Chapter 3.....</i>	<i>78</i>
<b>Chapter 4. The layered pattern of sulfide copper, copper-porphyry deposits' hypogene zone.....</b>	<b>86</b>
4.1. The oxidation zone.....	87
4.2. The secondary sulfide enrichment zone.....	94
4.3. Morphometric characteristics of mineralization in secondary quartzites and drill holes ore models of Voskesar area.....	99
4.4. Generalized ore model of Voskesar area.....	125
4.5. Evaluation of the reliability of optical mineralogical study by metallurgical testings.....	128
<i>Appendix 5 to the Chapter 4(colour maps and picture).....</i>	<i>129</i>
<b>Chapter 5. Perspective evaluation of Vardadzor ore field.....</b>	<b>145</b>
Conclusion (in Russian, Armenian and English).....	154
<i>References to chapters 2-5.....</i>	<i>157</i>



**Պետրոս Գևորգի Ալոյան**  
**Петрос Геворкович Алоян**  
**Petros G.Aloyan**

**ՎԱՐԴԱԶՈՐԻ ՀՐԱԲԱ-ՊԼՈՒՏՈՆԻԿ ԿԱՌՈՒՅՑԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ**  
**ԵՎ ՄԵՏԱՂԱԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆԸ**

**ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ВАРДАДЗОРСКОГО**  
**ВУЛКАННО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО СООРУЖЕНИЯ**  
**GEOLOGY AND METAL-BEARING OF VARDADZOR**  
**VOLCANO-PLUTONIC CONSTRUCTION**

Մատենաշար՝ Հայաստանի հանքային հումքի արդյունավետ  
 օգտագործում և ընդերքի լիարժեք յուրացում  
 Серия: Рациональное использование рудного сырья  
 и эффективное освоение недр Армении  
 Ser.: The rational use and efficient development of mineral  
 resources of Armenia

**Թողարկում 12**

**Выпуск 12**

**Issue 12**

Գեղարվեստական խմբագիր՝ Ժ.Ջ.Սահակյան  
 Художественный редактор Ж.Дж. Саакян  
 Art editor Zh.J.Sahakyan  
 Տեխնիկական խմբագիր՝ Վ.Ս. Ասլանյան  
 Технические редакторы В.С. Асланян  
 Technical editor V.S. Aslanyan  
 Համակարգչային գրաֆիկա՝ Ի.Խ.Խաչիյան  
 Компьютерная графика И.Х. Хачилян  
 Computer graphic I.Kh. Khachiyan

На обложке: застывший поток лавобрекчий в жерле вулкана  
 (г.Варденис, Пери-Чингил). В дали оз. Ал. Фото В.Сарояна

Տպագրված է «ԼԻՄՈՒՇ» տպարանում

Տպարանակը՝ 100

Ընդերքի պահպանության կենտրոն, ԳԵՈԻԴ, 0009, Երևան,  
 Մաշտոցի պող., 43/14. Հեռ.՝ (+374-10)568578, E-mail: geoidpetros@mail.ru

Отпечатано в типографии ООО “ЛИМУШ”

Тираж 100 экз

Центр охраны недр, ГЕОИД, 0009 Ереван,  
 пр. Маштоца 43/14. Тел.: (+374-10)568578, E-mail: geoidpetros@mail.ru

Printed in the printing house “LIMUSH”

Circulation 100

Centre of Entrail protection, GEOID, 0009, Yerevan,  
 Mashtots av. 43/14. Tel. (+374-10)568578, E-mail: geoidpetros@mail.ru

Выпуски серии

*Рациональное использование рудного сырья и эффективное освоение недр Армении*

Издано в 2001-2012гг.

1. **Алоян П.Г.** Геология горнорудных регионов Армении. Повышение эффективности освоения рудных месторождений. Ереван, ГЕОИД, 2001, 243 с. ISBN 99930-900-0-X
2. **Алоян Гайк П., Алоян П.Г.** Геологическое строение и типы руд Марцигетского золотополиметаллического месторождения. Ереван, ГЕОИД, 2001, 129 с. ISBN 99930-900-1-8
3. **Алоян П.Г., Алоян Гайк П., Давтян А.А. и др.** Формационно- технологические параметры Меградзорского золоторудного месторождения. Ереван, ГЕОИД, 2002, 190 с. ISBN 99930-900-3-4
4. **Безирганов Б.Г.** Прогноз и методика поисков скрытого эндогенного оруденения в пределах рудных полей и месторождений Армении. Ереван. ГЕОИД. 2002, 355с. ISBN 99930-900-4-2
5. **Алоян П.Г., Алоян Гайк П.** Платиноиды в промышленных рудах Армении. Ереван, ГЕОИД, 2003, 130 с. ISBN 99930-900-8-5
6. Вопросы эффективного использования минерально-сырьевых ресурсов Армении. Ереван, ГЕОИД, 2004, 196с. ISBN 99941-962-0-0
7. **Алоян П.Г., Алоян Гайк П.** Редкие металлы в промышленных рудах Армении. Ереван, ГЕОИД, 2005, 135 с. ISBN 99941-962-2-7
8. **Алоян П.Г., Алоян Гайк П., Давтян А.А. и др.** Металлы (черные, цветные, редкие, благородные). Ереван, ГЕОИД, 2006, 250 с. ISBN 99941-962-3-5 (на армянском языке)
9. **Алоян П.Г., Алоян Гайк П.** Ресурсный потенциал рудного сырья Армении. Ереван, ГЕОИД, 2008, 604 с. ISBN 978-99941-962-5-8
10. **Карапетян А.И., Гуямджян О.П., Шагинян Г.В.** Геология и металлоносность Сисианского рудного район (Южная Армения). Ереван, ГЕОИД, 2010, 466 с. ISBN 978-99941-962-8-9
11. **Алоян П.Г.,** Ураноносность геологических формаций Армении. Ереван, ГЕОИД, 2010, 185 с. ISBN 978-99941-962-9-6
12. **Гуямджян О.П.** Магматизм и метасоматические образования Армении. Ереван, ГЕОИД, 2011, 689 с. ISBN 978-99939-9057-1-6
13. **Харазян Э.Х.** Геология и четвертичный вулканизм Армении. Ереван, ГЕОИД, 2012, 618 стр. ISBN 978-99939-9057-3-0
14. **Алоян П.Г.** Геология и металлоносность Вардазорского вулканно-плутонического сооружения, Ереван, ГЕОИД, 2012, 180 стр, ISBN 978-99939-9057-0-9

12.559