

ЛЬВОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. И. Я. ФРАНКО

На правах рукописи

УДК 553.41:552.4(477.8)

СТЕПАНОВ ВЛАДИМИР БОРИСОВИЧ

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ  
В ДОВЕРХНЕПАЛЕОЗОИНСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ  
УКРАИНСКИХ КАРПАТ (Раховское рудное поле)

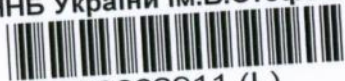
Специальность 04.00.20 - минералогия, кристаллография

Автореферат

диссертации на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

ЛЬВОВ - 1993

ЛНБ України ім.В.Стефаника



00802911 (L)

Работа выполнена на кафедре минералогии геологического факультета Львовского государственного университета им. И.Франко

Научный руководитель: доктор геолого-минералогических наук, профессор О.И.Матковский

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук В.М.Давыденко (ИГГИ АН Украины, г.Львов)  
кандидат геолого-минералогических наук С.А.Галий (ИГЕМ АН Украины, г.Киев)

Ведущая организация: Производственное геологическое объединение "Запукргеология"

Защита состоится "21" Апреля 1993г. в 15<sup>30</sup> часов на заседании специализированного совета # Д. 068.26.04 при Львовском государственном университете.

Адрес: 290005, г.Львов-5, ул.Грушевского, 4, аудитория 219

С диссертацией можно ознакомиться в научной библиотеке Львовского государственного университета (г.Львов, ул.Драгоманова, 5)

Автореферат разослан "10" марта 1993г.

Ученый секретарь  
специализированного совета,  
кандидат геолого-минералогических наук

Е.М.Сливко

ЛНБ ім. В. Стефаніка  
АН України

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы В последнее десятилетие, благодаря проведению геолого-поисковых, геологоразведочных и научно-исследовательских работ, в Закарпатье получен большой фактический материал, свидетельствующий о широком развитии коренного золота в древних метаморфических породах северо-западного окончания Мармарошского массива. Вместе с тем, в настоящее время остаются дискуссионными и во многом не решенными вопросы, касающиеся перспективности и генетической природы золотого оруденения. В решении этих спорных вопросов актуальное значение приобретают минералого-геохимические исследования, которые дают как наиболее объективную информацию об условиях формирования золотого оруденения, так и могут быть использованы при прогнозировании, поисках и оценке этого оруденения.

Цель работы - изучение минералого-геохимических особенностей рудоносных метаморфических пород для выяснения условий формирования золотого оруденения.

Задачи исследования: 1) Изучение минералого-петрографических, геохимических и термометрических особенностей пород, содержащих и не содержащих золоторудную минерализацию; 2) Установление типоморфных особенностей основных породообразующих, аксессуарных и рудообразующих минералов, в том числе минералов-спутников самородного золота; 3) выделение продуктивных рудных минеральных ассоциаций и установление стадийности рудообразования; 4) разработка минералого-геохимических поисковых признаков золотого оруденения.

Научная новизна работы: впервые проведено комплексное изучение минералого-петрографических, геохимических, физико-химических особенностей метаморфических пород, содержащих золоторудную минерализацию, выделены наиболее перспективные для локализации золотого оруденения породы, определены типоморфные особенности самородного золота и его минералов-спутников, выявлены продуктивные золоторудные минеральные ассоциации и стадийность рудообразования; впервые установлены три морфологических типа пирита, моноклинная и гексагональная модификации пирротина, а также теллуриды свинца (алтаит) и серебра (гессит), разработаны минералого-геохимические поисковые признаки золотого оруденения.

Практическая ценность работы. Установленные минералого-геохимические признаки могут служить определяющими поисковыми критериями при оценке и прогнозировании золотого оруденения в метамор-

фических породах Раховского рудного поля. Соответствующие рекомендации приняты к реализации Закарпатской ГРЗ ПГО "Запукргеология" (акт внедрения №505 от 27.02.87г.)

Основные защищаемые положения: 1) Золоторудная минерализация в доверхнепалеозойских метаморфических образованиях связана с гидротермально измененными породами мусковит (серицит)-доломит-кварцевого и серицит-кварцевого состава; 2) Типоморфные свойства породообразующих и рудообразующих минералов, входящих в состав рудоносных пород, являются важными индикаторами для выделения продуктивных золоторудных минеральных ассоциаций; 3) Золоторудная минерализация имеет метаморфогенно-гидротермальный генезис и сформировалась в результате трехстадийного процесса (золото-кварцевого, золото-кварц-сульфидно-теллуридного, золото-кварц-слудистого); 4) Прямыми поисковыми признаками золотого оруденения являются: а) гидротермально измененные породы с характерными для них петрохимической ( $SiO_2-CO_2-K_2O$ ), геохимической ( $Cu-Zn-Pb-As-Ag-Au$ ) и золото-кварц-сульфидно-теллуридной минеральной ассоциациями, б) рудоносный кварц, содержащий первично-вторичные газово-жидкие включения с  $CO_2$ , температура гомогенизации которых  $270-200^{\circ}C$ , декрепитации  $\pm 380-320$  и  $260-180^{\circ}C$ , а в газовой и флюидной составляющих включений преобладают  $CO_2$ ,  $Mg^{+2}$ ,  $Ca^{+2}$ ,  $HCO_3^-$ , а также характеризующийся индуцированной термолюминесценцией в интервалах температур:  $180-140^{\circ}C$ ,  $270-230^{\circ}C$ ,  $340-300^{\circ}C$  и дополнительными областями поглощения в диапазоне  $2360-2390\text{ см}^{-1}$  на ИК-спектрах, в) наличие магнезиально-железистых карбонатов анкерит-доломитового состава, мусковита политипа IM, совместное нахождение трех морфологических разновидностей пирита, моноклинной модификации пирротина, а также алтаита и гессита.

Фактический материал собран автором в течение работы на кафедре минералогии ЛГУ (1974-1978г.г.), в Отраслевой НИЛ вещественного состава рудоносных формаций (1979-1989г.г.) и обучения в аспирантуре (1980-1984г.г.) под руководством доктора геол.-мин. наук, профессора О.И.Матковского. В работе проанализированы материалы геологических исследований, выполненных коллективом Раховской ГРП, Закарпатской ГРЗ, а также отобран и изучен каменный материал по 30 скважинам и 50 горным выработкам, включая два штольневых горизонта. В процессе работы изучено около 1500 шлифов, 1000 аншлифов, 500 прозрачных пластинок, проанализировано 500 протолочных проб. выпол-

нены и проинтерпретированы следующие виды анализов горных пород и отдельных минералов: спектральный полуколичественный - 500, полный силикатный химический - более 150, термический - 500, рентгеновский - около 200, ИК-спектральный - около 100, микронзондовый - 30, лазерный микроспектральный - 50, термолюминесцентный - 70, декрепитационный - около 150, определение температур гомогенизации - около 2000, определение ТЗДС-1500, определение изотопного состава серы и углерода - 50, определение твердости - около 5000, определение отражательной способности - 200, определение состава солянокислых и водных вытяжек - около 50 и др.

Проведена математическая обработка результатов спектральных полуколичественных и полных силикатных химических анализов горных пород, включая расчет статистических параметров, корреляционный и факторный анализы.

Аналитические работы выполнены в лабораториях ЛГУ, ИГГИ АН Украины (г. Львов), ИГФМ АН Украины (г. Киев), Закарпатской ГРЭ (г. Берегово).

Апробация работы. Основные положения диссертации изложены в 20 печатных работах и трех производственных отчетах; отдельные ее разделы и положения докладывались на XI и XIII конгрессах Карпато-Балканской геологической ассоциации (г. Киев, 1977г., г. Краков, 1985г.), VI и VII Всесоюзных совещаниях по термобарогеохимии и геохимии рудообразующих флюидов (г. Владивосток, 1978г., г. Львов, 1985г.), Конференции молодых ученых ИГН (г. Киев, 1981г.), II и III конференциях молодых ученых и специалистов ИГГИ АН УССР (г. Львов, 1981г., 1984г.), Научной сессии УМО "Проблемы региональной минералогии" (г. Мукачево, 1982г.), IV и V Всесоюзных совещаниях по проблеме "Метаморфогенное рудообразование низких фаций метаморфизма складчатых областей фанерозоя" (г. Винница, 1982г., г. Львов, 1986г.), III Всесоюзном минералогическом семинаре (г. Свердловск-Миасс, 1983г.), VII съезде Всесоюзного минералогического общества (г. Ленинград, 1987г.), IV Всесоюзном совещании "Теория и практика геохимических поисков в современных условиях" (г. Ужгород, 1988г.), Всесоюзном совещании по рентгенографии минерального сырья (г. Свердловск-Миасс, 1989г.), а также на ежегодных научных конференциях преподавателей и сотрудников геологического факультета ЛГУ.

Объем работы. Диссертация состоит из введения, 5 глав и зак-

лечения, изложенных на 100 страницах машинописного текста и сопровождается 52 таблицами, 44 рисунками и списком литературы (228 наименований). За постоянную поддержку, ценные советы и замечания автор искренне благодарит научного руководителя, профессора О.И.Матковского, а также доцента А.А.Ясинскую, кандидатов геол.-минер. наук Е.М.Сливко, Э.А.Янчука и Ю.Н.Андреева. Автор весьма признателен кандидатам геол.-минер.наук Б.И.Смирнову, У.И.Феношиной, В.С.Мельникову, Н.К.Ширинбекову, научному сотруднику А.Р.Литвиновичу, инженеру А.В.Ломакиной, а также геологам Раховской ГРП и всем сотрудникам кафедры минералогии ЛГУ за помощь, консультации, содействие при сборе материала, написании и оформлении работы.

#### СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ.

В первой главе диссертации рассматриваются основные черты геологического строения, магматизма и метаморфизма пород Фундамента северо-западного окончания Мармарошского массива. В геологическом строении северо-западного окончания Мармарошского массива выделяются две крупные структурные единицы: Белопотокская и деловецкая, между которыми отмечается как стратиграфическое, так и тектоническое несогласие, что обусловлено влиянием Закарпатского глубинного разлома, между двумя ветвями которого заключен массив. Исходя из сопоставления существующих схем стратиграфического расчленения Фундамента украинской части Мармарошского массива, с учетом данных по стратиграфии аналогичных образований на смежной территории Румынии выделенные структурные единицы состоят из разновозрастных комплексов пород: нижнего (белопотокского) и верхнего (деловецкого). В стратифицируемые толщи белопотокского комплекса объединяются породы гнейсово-сланцевой (белопотокской) и кварцито-гнейсово-сланцевой (бугинской) свит. Обе свиты достоверно установлены в северо-западной части Мармарошского массива, где они составляют центральные части брахиантиклинальных структур.

Белопотокская свита (600-700 м) условно подразделяется на две подсвиты. Нижняя сложена крупнозернистыми двуслюдяными и мусковитовыми плагиогнейсами, чередующимися со слюдяными сланцами, среди которых встречаются пластообразные тела амфиболитов и про-

слои амфиболовых сланцев. В верхней подсвите преобладают гнейсы с микроклином при подчиненном развитии слюдяных сланцев и амфиболитов.

Бутинская свита (320-340 м) сложена слюдяными и кварцитовыми сланцами, окварцованными плагиогнейсами. В нижней части разреза свиты преобладают плагиогнейсы и кварцитовые сланцы, в верхней - мусковитовые сланцы.

Породы верхнего (деловецкого) комплекса составляют основную часть разреза доверхнепалеозойской группы в пределах северо-западного окончания Мармарошского массива. Стратифицируемые толщи этого комплекса расчленяются на три свиты: сланцево-кварцито-карбонатную (брдецельская свита, нижеделовецкая подсвита, по А.А.Волошину, 1981), порфиroidно-сланцевую (среднеделовецкая и верхнеделовецкая подсвиты, по А.А.Волошину, 1981) и кварцито-сланцевую.

Сланцево-кварцито-карбонатная свита (650-1000 м) сложена слюdisto-хлоритовыми, слюdistыми, хлорит-кварцевыми, серицит-кварцевыми, слюdisto-карбонатными сланцами. Подчиненное значение имеют сланцы основного состава, мрамора и кварциты. В верхней части свиты прослеживаются линзы (мощность 5-18 м) и горизонты (мощность 60-80 м) карбонатных пород. Основные типы пород либо чередуются между собой, либо образуют взаимные переходы по простирацию.

Порфиroidно-сланцевая свита (350-650 м) отличается непостоянством строения, что выражается в резких изменениях мощности, качественного состава и количественных соотношений слагающих пород. Ведущая роль в ее составе принадлежит метаэффузивам, причем в низах свиты преобладают порфиroidы, а в верхах - туфоиды.

Кварцито-сланцевая свита (400-650 м) венчает разрез деловецкого комплекса. Характерной особенностью свиты является довольно ритмичное переслаивание кварцитов и сланцев с постепенным возрастанием роли кварцитов в верхних частях разреза.

В составе доверхнепалеозойских пород северо-западного окончания Мармарошского массива значительную роль играют магматические образования. В белопотокском комплексе изверженные породы представлены образованиями основного (амфиболиты) и кислого (гнейсо-граниты дворникового типа) состава. Более широко развиты изверженные породы в деловецком комплексе, которые объединяются в четыре группы: I) метаморфизованные амфиболиты и основные ортосланцы,

2) метаэффузивы кислого состава и связанные с ними интрузивные тела порфиroidных гнейсов, 3) гранито-гнейсы нормального состава (типа Рарзу-Черный Див), 4) плагииграниты.

Взгляды на эволюцию метаморфических процессов, обусловивших возникновение пород фундамента, противоречивы. Совокупность имеющихся петрологических и геохронологических данных позволяет нам остановиться на одном из вариантов метаморфической истории пород Мармарошского массива, который подразумевает двухкратный метаморфизм суперкрупных толщ белопотокского и деловецкого комплексов (Матковский, 1975). Первый цикл прогрессивного регионального метаморфизма ( $525 \pm 9$  млн. лет) был связан с ассинтской складчатостью и проходил в условиях эпидот-амфиболитовой фации после накопления терригенных пород белопотокского комплекса, второй (300-330 млн. лет) - связан с зеленосланцевым метаморфизмом осадочно-вулканогенных пород деловецкого комплекса. В формировании метаморфических пород каждого цикла выделяется два этапа: становления и преобразования. Этап становления включает в себя две стадии регионального метаморфизма: прогрессивную, или собственно метаморфическую (в условиях возрастающей температуры) и непосредственно за ней идущую (в условиях падающей температуры) регрессивную, или постметаморфическую (метаморфогенно-гидротермальную). К этапу преобразования относятся различные, преимущественно локальные диафторические, катакластические и другие изменения, обусловленные более молодыми тектоническими нарушениями и магматической деятельностью.

Во второй главе рассматривается геолого-структурная позиция золотого оруденения. Метаморфические породы, с которыми пространственно связано золотое оруденение, составляют основную часть разреза в Деловецком структурном комплексе и приурочены к различным стратиграфическим подразделениям.

Наиболее древние породы, содержащие золоторудную минерализацию, установлены на рудопроявлении Сауляк. Рудопроявление приурочено к юго-западному крылу Бредецельской брахиантиклинали. Ведущую роль в его формировании сыграл Закарпатский глубинный разлом, связанная с ним в герцинское время активизация динамометаморфических процессов и образование продольных и поперечных тектонических структур, к числу которых относится Саулякская зона расланцевания в породах бредецельской свиты. В составе свиты, мощность которой

достигает 420 м, преобладают грубослоистые, узловатые кварц-серицит-хлоритовые сланцы, местами биотит-мусковитсодержащие, иногда с гранатом, среди которых встречаются прослои плагиогнейсов, кварцитов, амфиболитов. Вещественный состав свиты, ее пространственное положение представляют интерес в связи с тем, что в ней выделяется толща тонкополосчатых пород (мощность 40-80 м, протяженность до 700 м), содержащих прожилково-вкрапленную золото-сульфидную минерализацию (рудоносная толща). Породы толщи имеют тектонические контакты с вмещающими отложениями, которые трассируются темно-серыми милонитами, выполняющими зоны дробления мощностью до 3,4 м. На тектоническом шве залегают прослои углистых сланцев и кварцитов (мощность 1-5 м), выше отмечаются биотитсодержащие сланцы (мощность 10-25 м) с прослоями кварц-мусковит-хлоритовых, серицит-хлоритовых сланцев, которые вверх по разрезу сменяются мелкозернистыми серицитовыми кварцитами и кварцитосланцами. Примерно в центральной части толщи залегают кварц-карбонатные породы (мощность 10-20 м, протяженность 250-300 м), устойчиво прослеживающиеся среди кварц-сланцев в виде субсогласных пластовых залежей и линзовидных тел, которые перекрываются карбонатсодержащими сланцами с жилами и линзами рудоносного кварца. Золоторудная минерализация отмечается также в кварц-карбонатных породах и карбонатсодержащих сланцах. Рудные тела приурочены к ослабленным зонам и полостям приоткрывания, возникшим при складкообразовании на границе кварц-карбонатных пород и кварц-сланцев. Форма их линейно-вытянутая, залегание пологое. Кварцевожилные тела, где сосредоточена основная золоторудная минерализация, по форме представляют собой лентовидные или четковидные залежи протяженностью до 40 м и мощностью до 0,5-0,7 м. Контакты жильных тел субсогласны с вмещающими породами. В местах развития складок они практически всегда повторяют изгибы вмещающих пород. Часто жилы, особенно в замках складок, разбиты системой трещин на отдельные блоки, смещенные относительно друг друга. При общем неравномерном распределении золота внутри кварцевожилных тел отмечается обогащение золотом приконтактных участков.

Стратиграфически выше выделяется рудопроявление Тукало, приуроченное к породам среднеделовецкой подсвиты. Породы представлены зеленовато-серыми кварц-хлорит-сланцевыми сланцами, реже отмечаются кварц-карбонатные, существенно кварцевые породы и метавулканиты

кислого-основного состава. Непосредственно золотоносными являются интенсивно измененные сланцы, превращенные в слюдисто-кварцевые метасоматиты, типа серицитовых кварцито-сланцев. Морфологически полоса золотоносных сланцев выделяется в виде согласных с вмещающими породами пластообразных залежей протяженностью около 600 м при мощности от 10 до 30 м и пологопадающих (СВ 20-30°) зон северо-западного простираия мощностью 0,5-17 м и длиной в несколько десятков метров. Выделенные зоны, как правило, не имеют четких границ, а отсутствие определенных структурных элементов оруденения делает оконтуривание зон как по простираию, так и по падению весьма спорным. Основная золоторудная минерализация отмечается в кварцевожилных образованиях и в многочисленных послойных линзующихся кварцевых прожилках. Кварцевожилные тела с видимым золотом простираются на расстояние до десяти метров, имеют непостоянную мощность с раздувами до 15-20 см и пережимами до 5-6 см. Верхнее стратиграфическое положение (из рассматриваемых в регионе) занимает рудопроявление Ясенив. Рудопроявление приурочено к крылу антиклинальной структуры, чем вызвано моноклинальное, запад-северо-западное падение пород, которые представлены светло-зеленовато-серыми хлорит-слюдистыми сланцами верхнеделовецкой подсветы мощностью 150-200 м с прослоями и линзами углистых кварцитов и метаэффузивов средне-основного состава. Золоторудная минерализация приурочена к зонам сопряжения разломов северо-западного и восток-северо-восточного направления и отмечается в нижней толще пород мощностью 65-70 м, которые представлены тонкорассланцованными полевошпат-серицит-кварцевыми сланцами с прослойками углистого вещества и с обилием послойных прожилков и линз кварца. Основные рудные тела - согласно залегающие кварцевые жилы, мощность которых составляет 0,2-1,1 м, протяженность - до 140 м.

В третьей главе анализируются минералого-петрографические и петро-геохимические особенности пород, содержащих и не содержащих золоторудную минерализацию.

Установлено, что среди кварц-слюдистых сланцев, не содержащих золоторудную минерализацию, на рудопроявлении Саудяк наиболее распространены серицит-хлорит-биотит-мусковит-кварцевые разновидности сложенные в основном (%) кварцем (40-50), мусковитом (до 25), биотитом (до 15), при подчиненном количестве хлорита (до 10), серицита (до 5), плагиоклаза (1-5). Акцессорные минералы представле-

ны отдельными зернами, кристаллами и обломками кристаллов циркона, граната, турмалина, апатита, сфена, эпидота. Кварц и слюдястые минералы составляют основную ткань породы и образуют послонолиновидные выделения, чередующиеся друг с другом. Кварц представлен неправильно-многоугольными, изометрическими зернами размером 0,1-0,2мм. Мусковит и биотит - удлиненно-волнистыми лейстами размером 0,1-1,5мм, среди которых обычно преобладает мусковит. Хлорит, серицит встречаются локально в виде линзовидно-гнездовидных выделений, состоящих из мелких (до 0,02мм) различно ориентированных веретенных лейсточек (серицит) и неправильных, амёбовидных чешуйчатых агрегатов (хлорит). Плагиоклаз неравномерно распределен в породе, зерна обычно неправильные, частично или полностью замещены серицитом. Аксессуарные минералы приурочены к зальбандам слюдястых прослоев, из них наиболее часто встречается гранат, который обычно замещен хлоритом. Среди безрудных сланцев рудопроявлений Тукало и Ясенив преобладают серицит (10%) - мусковит (20%) - хлорит (30%) - кварцевые (40%) разновидности, в составе которых хлорит и светлые слюды преобладают над кварцем, а биотит встречается в подчиненном количестве. Структура кварц-слюдястых сланцев, не содержащих золоторудную минерализацию, гранолепидобластовая, текстура-сланцеватая.

Рудоносные кварц-слюдястые сланцы существенно отличаются от безрудных как по количественному соотношению минералов, так и по структурно-текстурным особенностям. На рудопроявлении Саудяк они представлены карбонатсодержащими разновидностями, среди которых наиболее распространены полевошпат (5%) - мусковит - серицит (15%) - карбонат (20%) - кварцевые (60%) сланцы. Кварц здесь явно преобладает над слюдястыми минералами и хлоритом. Представлен он в основном удлиненно-ориентированными зернами размером 0,3-0,5мм при подчиненном развитии мелкозернистого (0,1-0,2мм) кварца. Карбонат образует полосчатые выделения, чередующиеся с прослойками кварца и слюдястых минералов. Зерна его как ромбовидные, так и неправильные, причем удлинены в одном направлении, размер 0,1-0,4мм. Мусковит и серицит образуют нитевидные и прерывисто-цепочковидные прослойки, мощность которых гораздо меньше кварцевых и карбонатных. Лейсты мусковита удлиненно-волнистые (размером до 1,5мм) и удлиненно-тонкоступчатые со строго параллельными границами (размер 0,1-0,4мм) хлорит представлен как чешуйчатыми агрегатами, так и удлиненно-

ориентированными табличками размером 0,1-0,3 мм. Плагноклаз встречается чаще, наряду с серицитизированными зернами отмечаются удлиненно-короткостолчатые зерна и зональные кристаллы размером до 1,5 мм. Акцессорные минералы представлены цирконом, гранатом, турмалином, апатитом, которые встречаются как в зальбандах слюдястых прослоев, так и непосредственно в кварце.

На рудопроявлении Тукало карбонатсодержащие сланцы имеют подчиненное развитие по сравнению с полевошпат (5%) - мусковит (15%) - серицит (20%) - кварцевыми (60%), которые преобладают, а на рудопроявлении Нсенив карбонатсодержащие разновидности практически отсутствуют, широко распространены серицит (30%) - кварцевые (70%) сланцы или кварц-серицитовые, примерно с одинаковым соотношением минералов. Структура рудоносных кварц-сланцев лепидогранобластовая, текстура - полосчатая.

Минералого-петрографический анализ различных сланцев позволяет отметить тенденцию, выражающуюся в уменьшении содержания феррических минералов (хлорит, биотит) и возрастании содержания кварца, карбоната, серицита в кварц-сланцах, содержащих золото-рудную минерализацию.

Минералого-петрографические особенности кварц-сланцев тесно связаны с их петрогеохимическими особенностями. Установлено, что для безрудных кварц-сланцев различных рудопроявлений устойчиво выделяется  $Al_2O_3 - FeO - Fe_2O_3 - MgO - TiO_2 - V - Ni - Co$  петрогеохимическая ассоциация, свидетельствующая о ведущей роли в составе этих сланцев феррических минералов (хлорит, биотит). Для рудоносных кварц-сланцев рудопроявления Саулак характерна  $SiO_2 - CO_2 - Pb - Cu - Zn - Ag - Au$  петрогеохимическая ассоциация, отражающая определяющую роль окварцевания и карбонатизации в мобилизации основных рудообразующих элементов. Для рудоносных кварц-сланцев рудопроявления Тукало типоморфны как  $SiO_2 - CO_2 - Pb - Zn - Ag$ , так и  $SiO_2 - Cu - As - Au$  петрогеохимические ассоциации, причем более важное значение имеет вторая, которая характерна для большинства пород и подчеркивает определяющую роль окварцевания в мобилизации самородного золота. Для этих же сланцев рудопроявления Нсенив типоморфна  $SiO_2 - K_2O - Cu - Zn - As - Au$  петрогеохимическая ассоциация, свидетельствующая о связи золотого оруденения с процессами окварцевания и серицитизации. То, что рудоносные кварц-сланцы представлены кварц-карбонатными, кварцевыми, кварц-серицито-

выми метасматитами, подтверждается и количественным соотношением основных породообразующих окислов и рудообразующих элементов, то есть для рудоносных кварц-слюдистых сланцев (по сравнению с безрудными) характерно увеличение средних содержаний (в 2-10 раз) как  $SiO_2$ ,  $CO_2$ ,  $K_2O$ , так и  $Pb$ ,  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Ag$ ,  $Au$ ,  $As$ .

Кварц-карбонатные породы состоят преимущественно из карбоната (до 70%), встречается разновидность почти с одинаковым содержанием кварца и карбоната, реже - с преобладанием кварца (70-80%). Почти всегда в этих породах встречаются отдельные выделения слюдястых минералов (иногда до 10%), плагиоклаза и хлорита. В кварц-карбонатных породах, не содержащих золоторудную минерализацию, кварц и карбонат распределены равномерно и представлены неправильно-многоугольными зернами размером 0,4-0,6мм. Структура этих пород гранобластовая, текстура - массивная. В кварц-карбонатных породах, содержащих золоторудную минерализацию, карбонат представлен как неправильными, удлинёнными в одном направлении зернами размером 0,1-0,4мм, так и округлоизометрическими зернами размером 0,02-0,04мм, а также ромбовидными кристаллами размером 0,1-0,3мм, которые встречаются совместно и имеют коррозионные взаимоотношения. Кварц обособляется в виде линзочек и гнезд. Линзочки сложены зернами кварца различного размера (0,1-0,2 и 0,4-0,6мм), причем более мелкие зерна имеют изометрическую форму, более крупные - неправильную и удлинены в одном направлении. Структура этих пород гетеробластовая, текстура - полосчатая, массивно-гнездовидная. В химическом отношении кварц-карбонатные породы характеризуются значительными колебаниями в содержании  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $MnO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $CO_2$ , причем в безрудных породах из карбонатных составляющих отмечаются только  $CaO$  и  $CO_2$ , в рудоносных -  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $CO_2$ . По петрохимическим характеристикам М, А, К (Предовский, 1980) кварц-карбонатные породы, не содержащие золоторудной минерализации, близки к известнякам, эти же породы, содержащие золоторудную минерализацию, представлены доломитами и известковистыми доломитами.

Кварцевожильные породы состоят из кварца (90-100%), а также содержат незначительные (менее 5%) примеси слюды, карбонатов, плагиоклаза, хлорита, которые отмечаются исключительно в интерстициальных зернах кварца. Кварцевожильные породы, не содержащие золоторудную минерализацию, однороднозернистые и состоят из зерен кварца,

имеющих в разрезе шестиугольную, прямоугольную, треугольную, многоугольную форму, размер зерен 0,4-0,8мм. Структура этих пород кристаллическизернистая, текстура - массивная. Кварцевохлещные породы, содержащие золоторудную минерализацию, - неоднородные и характеризуются сочетанием различных морфологических разновидностей кварца. Это, с одной стороны, неправильные, удлиненно-ориентированные зерна размером 0,1-0,3мм с неровными зубчатыми границами, с другой - мелкие (до 0,07мм) округло-изометрические зерна с неотчетливыми границами, а также хорошо индивидуализированные кристаллы размером до 1 мм. Отмеченные разновидности образуют пятнистые, полосчатые, шпировые, гнездовидные обособления с четко видными коррозионными взаимоотношениями. Структура пород - гетеробластовая, текстура - полосчато-пятнистая, брекчиевидная.

В четвертой главе анализируются типоморфные особенности основных породообразующих, акцессорных и рудообразующих минералов.

Кварц является наиболее распространенным породообразующим минералом и отчетливо отличается в рудоносных и безрудных породах как размерами и морфологией зерен, так и другими типоморфными свойствами. В частности, изучение индуцированной термолюминесценции (ИТЛ) показало, что для безрудного кварца характерен однопиковый спектр ИТЛ с максимальной интенсивностью термовысвечивания в интервале 340-300°C. Для рудоносного кварца типоморфным является трехпиковый спектр ИТЛ с максимальной интенсивностью термовысвечивания в интервалах температур 180-140°C и 270-230°C. В инфракрасной области спектра для безрудного кварца характерны области поглощения в диапазоне длин волн 2100-2300 см<sup>-1</sup>, 2800-3050 см<sup>-1</sup>, 3200-3700 см<sup>-1</sup>, связанные как с собственными колебаниями решетки кварца, так и с наличием органического вещества и различных форм воды в структуре минерала, в рудоносном кварце, кроме того, отмечается область поглощения в диапазоне 2360-2390 см<sup>-1</sup>, обусловленная присутствием молекул CO<sub>2</sub> в структуре этого кварца. Отчетливо проявляются и термометрические особенности кварца. Проведенными декрепитационными исследованиями установлено четыре интервала повышенного газовыделения, связанных с декрепитацией включений в кварце: 140-60°C, 260-180°C, 380-320°C, 460-400°C. Кварц из пород, не содержащих золоторудную минерализацию, имеет повышенную интенсивность газовыделения при 460-400°C, практически отсутствует газовыделение в интервале температур 260-180°C и 380-320°C при вариации

значений при 140-60°C. Рудоносный кварц характеризуется повышенной интенсивностью газовыделения в диапазонах температур 260-180°C, 380-320°C при максимальном значении в температурном интервале 260-180°C, с вариациями значений при 140-60°C и 460-400°C. Дифференциация отмечается и в температурах гомогенизации включений в кварце. Выявлены три генетических типа газовой-жидких включений (они встречаются преимущественно в кварце из кварцевожильных пород): первичные, первично-вторичные, вторичные. Наиболее распространены вторичные газовой-жидкие включения, встречающиеся во всех разновидностях кварца и гомогенизирующиеся при 160-120°C. В безрудном кварце чаще всего встречаются первичные газовой-жидкие включения, приуроченные к зонам роста минерала и гомогенизирующиеся при 380-290°C, в рудоносном - первично-вторичные, приуроченные к выклинивающимся трещинкам и гомогенизирующиеся при 270-200°C. Обычно вдоль этих трещинок в кварце встречается и самородное золото. В этом же кварце также отмечаются трехфазовые газовой-жидкие включения с CO<sub>2</sub>. Они гомогенизируются в жидкую фазу при 15,5-18,2°C, полная гомогенизация включений происходит при 260-240°C. Повышенное содержание CO<sub>2</sub> отмечается и в газовой составляющей включений рудоносного кварца (до 80%), тогда как в безрудном - преобладает метан (86-95%). В солевом составе минералообразующих растворов из включений безрудного кварца в катионной части содержание Na<sup>+</sup> явно преобладает над содержанием K<sup>+</sup>, Mg<sup>+2</sup>, Ca<sup>+2</sup>, в анионной обычно доминирует Cl<sup>-</sup>. В рудоносном кварце содержание Na<sup>+</sup> в катионной части значительно уменьшается, но отчетливо увеличивается содержание Mg<sup>+2</sup> и Ca<sup>+2</sup>, а в анионной части - HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>.

Среди карбонатов установлены: кальцит, доломит, анкерит, магнезит. Кальцит фиксируется термическим анализом по характерному эндотермическому эффекту в диапазоне температур 820-1000°C. Правильность выделения кальцита подтверждается рентгеновским анализом по характерному рефлексу на дифрактограммах с  $d_{hkl}/n$  3,01-3,03 Å и химическим анализом солянокислых вытяжек, в составе которых отмечаются только CaO и CO<sub>2</sub>. Доломит устанавливается по эндотермическим эффектам на термограммах в диапазонах температур 720-870°C и 870-1000°C, а анкерит - по появлению эндотермического эффекта в диапазоне температур 830-770°C, разделяющего два доломитовых эндопика. Рефлексы доломита-анкерита с  $d_{hkl}/n$  2,88-2,95 Å отчетливо проявлены на дифрактограммах, а эквивалентное

соотношение  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CO}_2$ , входящих в состав солянокислых вытяжек из карбонатсодержащих пород также подтверждает присутствие этих минералов. Магнезит встречается реже, устанавливается как по эндотермическому эффекту на термограммах в диапазоне  $580-680^\circ\text{C}$ , так и по характерному рефлексу с  $d\lambda/n$  2,74-2,77 Å на дифрактограммах пород. Характерно, что в породах, не содержащих золоторудную минерализацию, преобладает кальцит, в рудоносных, карбонатные минералы обчно встречаются совместно, причем преобладают карбонаты доломит-анкеритового состава при подчиненном развитии кальцита и магнезита.

Плагиоклаз из различных пород представлен высокоупорядоченной разновидностью, на что указывает величина индекса структурной упорядоченности (90-98%) и высокая концентрация  $\text{Al}$  в положении  $\text{T}_1\text{O}$  (0,88-0,93). По химическому составу (содержанию  $\text{An}$ ) плагиоклазы из безрудных пород соответствуют альбит-олигоклазу ( $\text{AnII-I7\%}$ ), из рудоносных - альбиту ( $\text{An8-II\%}$ ). Более основной состав плагиоклаза из пород, не содержащих золоторудную минерализацию, подчеркивается и его большей серицитизацией по сравнению с плагиоклазом из рудоносных пород.

Мусковит в различных породах представлен в основном политипом  $2\text{M}_1$ , что фиксируется на дифрактограммах мономинеральных фракций по характерным базальным отражениям с  $d\lambda/n$  4,47Å, 3,86Å, 3,73Å, 3,48Å, 2,98Å, 2,78Å. Кроме этой разновидности в рудоносных породах отмечается также модификация  $\text{IM}$  по появлению на дифрактограммах базальных отражений с  $d\lambda/n$  3,66Å, 3,07Å, 2,69Å. То, что в рудоносных породах присутствуют по крайней мере две разновидности минерала, отражается и на параметрах элементарной ячейки. Если для мусковита из безрудных пород  $a = 5,206\text{Å}$ ,  $b = 9,030\text{Å}$ ,  $c = 19,916\text{Å}$ ,  $\beta = 99^\circ 48'$ , то в рудоносных породах, кроме этого, отмечается также мусковит с  $a = 5,218\text{Å}$ ,  $b = 8,994\text{Å}$ ,  $c = 10,253\text{Å}$ ,  $\beta = 101^\circ 09'$ . Большая неоднородность мусковита из рудоносных пород фиксируется и по более широкому колебанию значений показателей преломления ( $n_m = n_g' = 1,579-1,597$ ), по сравнению с мусковитом из безрудных пород ( $n_m = n_g' = 1,588-1,595$ ).

Хлорит представлен магнезиально-железистой разновидностью, что хорошо видно по дифрактограмме минерала, то есть по повышенной интенсивности базальных отражений 002 и 004, по сравнению с интенсивностью базальных отражений 001, 003, 005. Более детальный

анализ, с использованием установленных зависимостей изменения содержания  $Al^{IV}$  от изменения значения параметра  $C$  минерала и изменения содержания  $Fe^{+2}$  от изменения значений параметров  $a$  и  $b$  (Бриндли, 1965, Михеев, 1953), показывает, что содержание  $Fe^{+2}$  в хлоритах из безрудных пород изменяется в пределах 1,03-1,40 формульных единиц (ф.е.), а содержание  $Al^{IV}$  - в пределах -1,10-1,40 ф.е., то есть они относятся по составу к группе прохлорита-репидолита. В рудоносных породах, кроме хлоритов группы прохлорита-репидолита, отмечаются также хлориты, близкие по составу к хлоритам группы пенина-клинохлора, с содержанием  $Fe^{+2}$  и  $Al^{IV}$  колеблющихся в пределах, соответственно: 0,27-0,35 ф.е. и 0,88-0,95 ф.е.

Циркон - один из наиболее распространенных акцессорных минералов и представлен в различной степени окатанными зернами неправильной формы, реже удлиненно-призматическими кристаллами с преобладающим развитием граней основной призмы  $\{110\}$  и бипирамиды  $\{111\}$  или призматически-бипирамидальными кристаллами с более-менее равномерным развитием граней призматического и бипирамидального поясов. Окраска цирконов бледно-розовая до бесцветной, поверхность окатанных зерен шероховатая до гладкой, блестящей. У обломочных зерен она неровная, часто с раковистым изломом. Отдельные зерна циркона трещиноваты, содержат различные включения и просвечивают только отдельными участками. Погасание их агрегационное, подобное тонкодисперсным минералам. Размеры зерен колеблются по длинной оси от 0,02 до 0,65 мм, при ширине от 0,01 до 0,41 мм, а коэффициент удлинения их изменяется в пределах 0,15-4,20. Характерно, что в различных породах более 70% циркона имеет коэффициент удлинения менее 2 и характеризуется высоким коэффициентом окатанности (85-100%), что может свидетельствовать о преобладании циркона осадочного происхождения.

Гранаты представлены изометрически-многоугольными, эллипсоидными зернами, реже хорошо индивидуализированными кристаллами с преимущественным развитием ромбодекаэдрических граней. Поверхность зерен обычно розная, иногда ступенчатая из-за развития трещинок и смещения по ним отдельных частей зерен относительно друг друга. Размер - от 0,3 до 1 мм, реже - больше. Цвет минерала красновато-розовый, причем в безрудных породах он однородный, а в рудоносных встречается гранаты, где окраска меняется в пределах од-

ного зерна от бледно- до насыщенно-розовой. По химическому составу ( $\text{SiO}_2$  + 39,80-36,08%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  + 19,63-22,31%,  $\text{MgO}$  + 0,74-2,94%,  $\text{FeO}$  + 30,93-37,20%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  + 0,01-1,31%,  $\text{CaO}$  + 0,48-5,96%,  $\text{MnO}$  + 0,21-3,72%,  $\text{TiO}_2$  + 0,02-0,16%,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  + 0,01-0,12%) гранаты из различных пород близки к альмандину и характеризуются высокой железистостью (92-98%), а по компонентному составу (пироп + 3-11%, альмандин + 72-86%, гроссуляр + 0,5-17%, спессартин + 0,5-8%, андрадит + 0,5-5%) относятся как к альмандиновым малокальциевым гранатам, так и к альмандиновым разновидностям с существенным содержанием кальциевого компонента, причем последние встречаются исключительно в рудоносных породах. Химический состав гранатов хорошо согласуется с их физическими параметрами ( $a_0$  + 11,528 - 11,577 Å;  $n$  + 1,795-1,810; уд. вес + 3,95-4,15 г/см<sup>3</sup>), которые близки к параметрам альмандиновых гранатов, что подтверждается и значениями максимумов поглощения в ИК-области спектра (450-455 см<sup>-1</sup>, 475-479 см<sup>-1</sup>, 564-574 см<sup>-1</sup>, 633-638 см<sup>-1</sup>, 875-884 см<sup>-1</sup>, 896-908 см<sup>-1</sup>, 964-970 см<sup>-1</sup>), типичных для этих гранатов (Валуева, 1971). Характерно, что по химическому составу и физическим параметрам изученные гранаты близки к гранатам из мусковит-серицитовых сланцев (Соболев, 1964) и к гранатам из пород зеленосланцевой фации метаморфизма деловецкого комплекса (Матковский, 1975).

Рудообразующие минералы встречаются в незначительных количествах, составляя 2-4% минеральной массы пород, и представлены в основном сульфидами (пирит, арсенопирит, сфалерит, пирротин, халькопирит, галенит), в тесной ассоциации с которыми отмечены редкие выделения самородного золота и минералов теллура (алтаит, гессит).

Самородное золото является главным рудообразующим минералом, встречается в виде неправильных выделений и кристаллов. Среди золотин неправильной формы преобладают трещинные и интерстициальные выделения. Это угловатые, близкие к изометрическим, уплощенные, вытянутые, амбовидные, тонкопластинчатые, каплевидные золотины с неровными ограничениями, контролируемые очертаниями интерстиций и микропустот. Кристаллы золота представлены многогранниками параллелепipedальной формы и столбчатыми выделениями с развитыми кубическими гранями, вершины и ребра которых обычно сглажены или приглушены плохо различимыми вицинальными гранями. Структура отдельных золотин монокристаллическая, однородная, субструктура - листовато-черепитчатая. Редко отмечаются простые двойники золота, где двой-

никовая плоскость делит зерно примерно на две равные части. Поверхность золотин рельефная, ямчатая, скульптуры роста и растворения не наблюдаются. Преобладающий размер - 0,004-0,1мм, реже - 0,1-0,3мм. Микротвердость минерала 38-69 кг/мм<sup>2</sup>. Самородное золото имеет довольно выдержанный состав и характеризуется сравнительно небольшим содержанием серебра (5,4-15,8%) и незначительными (меньше 1%) примесями железа, свинца, меди. Следует отметить, что содержание серебра в золоте ассоциирующем с сульфидами, обычно больше, чем в золоте, ассоциирующем с мусковитом и карбонатом, что отражается на твердости минерала, которая увеличивается с увеличением содержания серебра. Установлены следующие ассоциации золота: золото-кварцевая, золото-пирит-арсенопиритовая, золото-сфалеритовая, золото-пирротиновая, золото-халькопиритовая, золото-галенит-аргентит-алтаит-гесситовая, золото-кварц-слюдистая, золото-кварц-карбонатная. Характерно, что золото в различных типах минеральных ассоциаций является наиболее поздним минералом.

Пирит встречается как в виде отдельных зерен и кристаллов, так и образует рассеянную вкрапленность, послойные и секущие прожилковые выделения, а также агрегатные (линзовидно-гнездовидные) скопления. Установлено три морфологических разновидности пирита. Пирит-I отмечается в виде единичных реликтовых зерен округло-изометрической формы размером 0,1-0,3мм, имеет зонально-почковидное строение и характеризуется следующими типоморфными свойствами: микротвердость  $\pm$  570-842 кг/мм<sup>2</sup>, ТЭДС  $\pm$  (297-371)мкв/град., отражательная способность  $\pm$  42-46%, элементы-примеси (максимальное содержание): Ni-0,087%, Co - 0,121%, Ti - 0,631%, Cu - 0,209%, Pb - 0,148%, Ag - 0,210%, параметр ребра элементарной ячейки  $\pm$  5,4166А,  $\delta S^{34}$   $\pm$  9,1-12,6‰, температура образования (по данным ТЭДС)  $\pm$  200-220°C. В пирите-I отмечаются мельчайшие пойкилитовидные выделения сфалерита, халькопирита, золота, причем эти минералы являются более поздними по отношению к нему. Пирит-II представлен идиоморфными метакристаллами прямоугольной, трапециевидной, треугольной (в разрезе) формы размером 0,1-0,5 мм и послойно-линзовидными выделениями, состоящими из плотно соприкасающихся неправильных зерен. Микротвердость его 1386-1658 кг/мм<sup>2</sup>, ТЭДС  $\pm$  -(75-149) мкв/град., отражательная способность  $\pm$  50-54%, из элементов-примесей отмечаются Co  $\pm$  до 0,031%, Ti  $\pm$  до 0,065%, Cu  $\pm$  до 0,013%, параметр ребра элементарной ячейки  $\pm$  5,4163-5,4155 А,

$\delta S^{34} \pm 5,6-7,1\%$ , температура образования (по данным декрепитации включений в пирите)  $\pm 240-320^\circ C$ . Пирит-II довольно часто отмечается в сростании с другими сульфидами и сингенетичен с арсенопиритом, пирротинном, сфалеритом, халькопиритом, явно корродируется галенитом. Пирит-III - наиболее поздний из выделенных морфологических разновидностей и имеет четкие коррозионные взаимоотношения с ранее выделившимся пиритом. Он образует в основном секущие, ветвистые прожилки мощностью (в пределах аншлифов) 0,1 - 0,3 мм при длине до нескольких сантиметров. Микротвердость его 842-1114 кг/мм<sup>2</sup>, ТЭД  $\pm (149-223)$  мкв/град., из элементов-примесей иногда отмечается  $Pb$  - до 0,008%, параметр ребра элементарной ячейки  $\pm 5,4153-5,4151 \text{ \AA}$ ,  $\delta S^{34} \pm 3,5-9,4\%$ , температура образования (по данным декрепитации включений в пирите)  $\pm 180-240^\circ C$ .

Пирротин характерный минерал кварц-слюдистых сланцев и кварцевожилых пород рудопоявления Сауляк. В кварц-слюдистых сланцах пирротин встречается в виде неравномерно распределенных зерен прямоугольной, шестиугольной (в разрезе) формы размером 0,1-0,3 мм. В кварцевожилых породах обычно образует прожилковные (послойные и секущие) выделения и агрегатные скопления, состоящие из аллотриоморфных, полигональных зерен размером 0,1-0,6 мм. Установлено две модификации пирротина: моноклинная и гексагональная. В кварц-слюдистых сланцах содержание гексагональной модификации составляет до 60%, моноклинной - до 40%, а в кварцевожилых породах присутствует только моноклинный пирротин. Это различие отражается и на микротвердости минерала: отмечается ее увеличение для пирротина из кварц-слюдистых сланцев (316-334 кг/мм<sup>2</sup>), по сравнению с пирротинном из кварцевожилых пород (278-297 кг/мм<sup>2</sup>), а также на химическом составе минерала, который в кварц-слюдистых сланцах характеризуется меньшим содержанием железа ( $Fe = 58,31\%$ ) и большим содержанием серы ( $S = 41,23\%$ ) по сравнению с пирротинном из кварцевожилых пород ( $Fe = 59,80\%$ ,  $S = 39,49\%$ ), причем в моноклинном пирротине кроме основных компонентов отмечаются также примеси  $Ni$  (до 0,15%) и  $Co$  (до 0,06%). Характерно, что гексагональный пирротин ассоциирует только с моноклинным и явно корродируется им. Моноклинный - ассоциирует со сфалеритом, халькопиритом, пиритом-II и сингенетичен с ними, а также отмечается в сростании с галенитом и самородным золотом, являясь более ранним по отношению к ним.

Арсенопирит встречается на рудопоявлениях Тукало, Нсенив и

практически не отмечается на рудопроявлении Сауляк. Минерал в основном образует неравномерно распределенную вкрапленность и представлен ромбовидными кристаллами, имеющими в разрезе удлинено-призматическую форму, размер от 0,04 до 0,8 мм. Арсенопирит характеризуется исключительно отрицательными значениями ТЭДС, которые варьируют в диапазоне 131-206 мкв/град., микротвердость его 847-1122 кг/мм<sup>2</sup>, причем такие вариации значений микротвердости обусловлены трещиноватостью и не связаны с химическим составом минерала который близок к теоретическому. Из элементов примесей отмечаются: Co (до 0,065%), Ni (до 0,049%), Ti (до 0,170%), Pb (до 0,031%), Cu (до 0,043%), Ag (до 0,005%), причем три последних элемента отмечаются в арсенопирите, ассоциирующем с халькопиритом, галенитом, самородным золотом, являясь механическими примесями.

Сфалерит встречается в виде отдельных зерен, иногда тонких прожилков, а также образует линзовидно-гнездовидные обособления размером до 1,5 мм, характеризующиеся аллотриоморфнозернистой структурой. Зерна сфалерита изометрически-полигональные, неправильно-многоугольные, размер 0,1-0,2 мм. Отдельные зерна имеют полисинтетически-двойниковое строение; двойниковые пластинки ровные недеформированные - двойники роста. Микротвердость сфалерита изменяется в пределах 184-254 кг/мм<sup>2</sup>, а ее вариации обусловлены в большей степени неравномерностью распределения микровключений пирротина, образующих эмульсионную вкрапленность, и не связаны с химическим составом минерала, который, судя по колебаниям значений железистости сфалерита (4-5%) из различных минеральных ассоциаций, сравнительно однородный. Сфалерит, кроме пирротина, ассоциирует с пиритом-II, арсенопиритом, халькопиритом и сингенетичен с ними, а также отмечается в сростании с галенитом и самородным золотом, являясь более ранним образованием.

Халькопирит встречается в виде отдельных зерен, прожилковых и агрегатных выделений размером от 0,06 до 1 мм. Форма зерен неправильная, удлинено-многоугольная, изометрическая. Агрегатные выделения халькопирита имеют поликристаллическое строение с зубчатыми, взаимопроникающими границами отдельных зерен. Микротвердость минерала изменяется в пределах 178-214 кг/мм<sup>2</sup>, химический состав близок к теоретическому (Cu-34,60%, Fe-30,30%, S-35,40%).

Галенит встречается в виде отдельных зерен, прерывистых цепочковидных выделений и нитевидных прожилков. Форма зерен аллотриоморфная, полигональная, обычно подчиняется контурам выполняемых пустот, размер - 0,02-1 мм. Микротвердость галенита - 85-96 кг/мм<sup>2</sup>, хотя нередко отмечается галенит с микротвердостью 63-74 кг/мм<sup>2</sup>, что характерно для минерала, ассоциирующего с золотом, и связано с микровключениями алтаита и гессита. В химическом составе галенита, кроме основных компонентов (Pb - 85,20-85,70%; S - 12,90-13,90%), выявлены примеси серебра (0,09-0,24%) и селена (0,29-0,39%), причем последний содержится только в галените с включениями алтаита. По взаимоотношениям с другими сульфидными минералами галенит является более поздним образованием и сингенетичен с алтаитом и гесситом.

Алтаит образует ксеноморфные выделения в приконтактных участках между кварцем, золотом и галенитом, выполняет интерстиции в золоте и галените, локализуется на границе золота с галенитом. Обычны также пойкилитовидные включения в галените, приуроченные к периферийным частям зерен и к микротрещинам. Форма выделений алтаита неправильная, тонкопластинчатая, точечная, клешковидная; размер 0,004-0,008, реже 0,01-0,04 мм. На фоне галенита отличается более высоким отражением (R = 60%), белым цветом с едва уловимым зеленоватым оттенком, более низкой (по относительному рельефу) твердостью. Содержание основных компонентов (Pb - 61,0-61,70%, Te - 38,80-37,79%) близко к теоретическому. Отмечены также незначительные (меньше 0,1%) количества примесей Cu, Ag, Fe для алтаита в галените, контактирующего с пирротином и халькопиритом. Алтаит в галените, вне связи с двумя последними минералами, содержит только примеси серебра, которое, вероятно, изоморфно замещает свинец. Остальные элементы (Cu, Fe) скорее всего являются механическими примесями за счет сульфидов.

Гессит встречается совместно с алтаитом в виде единичных мелких (0,004-0,008 мм) пойкилитовых включений в галените, а также на контакте зерен золота и галенита, образуя более крупные выделения (0,008-0,04 мм). Форма выделений в галените полигональная, трапециевидная; границы зерен нечеткие, цвет гессита серовато-белый с легким коричневатым оттенком, отражение (R = 40-42%) немного ниже, чем у галенита, твердость (по относительному рельефу) также ниже. Химический состав гессита (Ag - 62%, Te - 36,30%) соответству-

ет теоретическому.

В пятой главе рассмотрены вопросы касающиеся генезиса золотого оруденения, в частности: исходный (дометаморфический) состав пород, фациальные условия метаморфизма, эволюция и стадийность рудообразования, а также анализируются критерии, способствующие образованию золотого оруденения

Исходный состав пород - вулканогенно-осадочный, что устанавливается по присутствию хорошо окатанных зерен и идиоморфных кристаллов циркона, типоморфных для вулканогенно-осадочных пород Деловецкого комплекса (Матковский, 1975), и подтверждается реконструкцией состава пород, где по петрохимическим коэффициентам  $F$ ,  $A$ ,  $K$  (Предовский, 1970) выделяются как осадочные разновидности (метапелиты и метасаммиты), характеризующиеся положительными значениями параметров  $F$ ,  $A$  и  $K$ , так и вулканогенно-осадочные, характеризующиеся положительными значениями параметров  $F$ ,  $A$  и отрицательными -  $K$ , причем вулканогенный материал представлен дифференциатами как кислого, так и основного состава.

Фациальные условия метаморфизма. Установлено, что в породах различных рудопроvinces наибольшим распространением пользуются следующие минеральные ассоциации: кварц-хлорит-биотит-мусковитовая, кварц-серицит-мусковит-хлоритовая, кварц-серицит-мусковит-альбитовая, кварц-хлорит-альбит-серицитовая, что позволяет отнести анализируемые породы к породам кварц-альбит-эпидот-биотитовой и кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфациям зеленосланцевой фации (Тернер, Ферхуген, 1961). Это подтверждается и исследованиями структурной упорядоченности и химического состава плагиоклазов, которые характеризуются низкой основностью (содержание  $Al_n$  не более 17%) и высокой структурной упорядоченностью (90-98%), что характерно для плагиоклазов из пород зеленосланцевой фации, образовавшихся при относительно низкой (не более 400°C) температуре (Ревердатто, 1969). То же характерно и для гранатов, которые по компонентному составу относятся к гранатам из пород зеленосланцевой фации метаморфизма и характеризуются высокой железистостью (до 98%) типичной для гранатов из пород этой фации, а по соотношению  $Fe^{+2}$  и  $Mg^{+2}$  они образовались при температуре не более 550°C (Белевцев, 1980). Температуры гомогенизации первичных газожидких включений в кварце (390-490°C) также неплохо укладываются в температурную шкалу зеленосланцевой фации, что согласуется с

верхней температурной шкалой, установленной по декрепитации включений ( $400-460^{\circ}\text{C}$ ), подтверждающей правомерность отнесения анализируемых пород к породам зеленосланцевой фации метаморфизма.

Эволюция и стадийность рудообразования. Проследить эволюцию рудообразования довольно трудно из-за широкого развития метаморфических и постметаморфических процессов преобразования пород и пространственного совмещения различных минеральных ассоциаций. Тем не менее рудная минерализация связана с первично вулканогенно-осадочными образованиями, что подтверждается как реконструкцией первичного состава пород, так и изотопно-геохимическими исследованиями, где отмечается, что первичное накопление рудогенных элементов связано с привнесом в бассейн осадконакопления минерализованных растворов, обусловленных дометаморфической вулканической деятельностью (Жуков, 1978). То, что золото присутствовало в этих породах, подтверждается наличием реликтового пирита (пирит-I), в котором встречается самородное золото и который по своим физико-химическим параметрам близок пириту вулканогенно-осадочного генезиса (Еремин, 1983). Более отчетливо прослеживается эволюция рудной минерализации в связи с развитием метаморфических и постметаморфических процессов преобразования пород. С прогрессивной стадией зеленосланцевого метаморфизма мы связываем преобразование пирита-I, что фиксируется как в замещении его гексагональной модификацией пирротина (рудопоявление Сауляк), так и в перекристаллизации, с образованием зональных кристаллов (пирит I+II), присутствие которых позволяет отметить, что температура перекристаллизации была не выше  $400^{\circ}\text{C}$  (Прохоров, 1970). Последующий метаморфогенно-гидротермальный процесс сопровождался перераспределением самородного золота и других рудообразующих минералов. Прежде всего отмечается увеличение размеров частиц самородного золота, которое локализуется непосредственно в кварце (без видимой связи с другими минералами), по сравнению с золотом, ассоциирующим с пиритом-I, причем, судя по декрепитационным особенностям этого кварца, температура выделения золото-кварцевой ассоциации вероятнее всего соответствует интервалу  $380-320^{\circ}\text{C}$ . Также изменяется морфология пирита, то есть появляется не зональный, обычно кристаллографически хорошо индивидуализированный пирит (пирит-II), который по своим физико-химическим свойствам близок к пириту гидротермального генезиса. Именно с пиритом этой морфологической разновидности

на рудопроявлении Сауляк тесно ассоциируют сульфиды и самородное золото, образуя золото-пирит-II-пирротин-сфалерит-галенитовые рудные ассоциации, причем в ассоциации с золотом отмечается моноклинный пирротин, характерный для гидротермальных золоторудных месторождений (Годовиков, 1975). Гидротермальный характер рудообразования подчеркивается и температурами гомогенизации первично-вторичных включений в кварце ( $270-200^{\circ}\text{C}$ ), которые приурочены к выклинивающимся трещинкам, вдоль которых обычно концентрируется золото-сульфидная минерализация. Близкие значения температур получены по декрепитационным исследованиям пирита-II ( $260-320^{\circ}\text{C}$ ), по содержанию  $\text{FeS}$  в сфалерите ( $200-280^{\circ}\text{C}$ ), а также по содержанию  $\text{Co}$  в пирите-II и пирротине ( $225-310^{\circ}\text{C}$ ). В этом же кварце наблюдается ассоциация самородного золота с алтаитом и гесситом. Учитывая особенности взаимоотношения теллуридов с сульфидами и то, что они образуются позднее сернистых соединений, можно принять  $200^{\circ}\text{C}$  за верхний предел образования золото-алтаит-гесситовой рудной ассоциации.

Для рудопроявления Тукало и Ясенив близкоодновременной к золото-пирит-II-пирротин-сфалерит-халькопирит-галенитовой рудной ассоциации является золото-пирит-II-арсенопиритовая ассоциация, иногда с галенитом и халькопиритом, что подтверждается как приуроченностью этих минералов к выклинивающимся трещинкам в кварце, температура гомогенизации включений которого колеблется в интервале  $200-240^{\circ}\text{C}$ , так и температурами декрепитации пирита-II ( $240-300^{\circ}\text{C}$ ). Более поздней является рудная минерализация, приуроченная к разноориентированным трещинкам в кварце, где золото встречается в ассоциации со слюдястыми минералами (мушкет, серицит) и, иногда, с пиритом-III. О том, что выделение этой рудной ассоциации проходило при более низкой температуре, свидетельствуют температуры гомогенизации вторичных включений в кварце ( $120-160^{\circ}\text{C}$ ) и данные, полученные по декрепитации включений в пирите-III ( $160-240^{\circ}\text{C}$ ).

Установленные взаимоотношения породообразующих и рудообразующих минералов, их типоморфные особенности, отражающие термодинамические и физико-химические условия минералообразования, позволяют выделить следующие рудные стадии: золото-кварцевую, золото-кварц-сульфидно-теллуридную, золото-кварц-слюдястую, причем, учитывая количественное распределение золота, можно констатировать,

что наиболее продуктивной является золото-кварц-сульфидно-теллуридная стадия.

Основные критерии золотоносности. Приуроченность золоторудной минерализации к породам зеленосланцевой фации метаморфизма является одним из важных критериев в концентрации рудного вещества, так как эта закономерность четко выражена в крупных золоторудных районах и рекомендуется для использования в практике поисково-оценочных работ как на рудное, так и на россыпное золото (Моисеенко, 1965). Немаловажное значение в образовании рудных тел играют структурно-геологические критерии. Установлена закономерная связь (в пределах Раховского рудного поля) рудопоявления и участков минерализации вокруг узлов пересечения или сопряжения металлогенических подзон с зонами "сквозных" поперечных дислокаций (Волошин, 1981), что отмечается и при проведении вулканотектонических реконструкций пород (Федорин, 1981) и подтверждается исследованиями геологов Закарпатской ГРЭ, которые отмечают, что рудные тела размещаются в ослабленных зонах и полостях приоткрытия, возникших при изгибах слоев (Андреев, 1979). Также установлено, что образование структур послонного срыва послужило основой для формирования зон метасоматоза, в которых произошла концентрация рудных элементов, мобилизованных из вмещающих пород (Дуков, 1967). Структурный фактор отражается и на морфологии кварцевожилных образований, где золоторудная минерализация отмечается только в кварцевожилных породах, имеющих брекчиевидную блоковую текстуру и отсутствует в массивных кварцевожилных породах. Характерно, что кварцевожилные тела, содержащие основную золоторудную минерализацию приурочены к границам прослоев, обладающих различными физико-механическими свойствами, то есть к границам кварц-слюдистых сланцев и кварцитов, кварц-слюдистых сланцев и кварц-карбонатных пород и т.д. Это и естественно, так как в силу гетерогенности состава пород, характеризующихся различной пластичностью прослоев и пропластков, при метаморфизме создаются многообразные складчатые и разрывные структуры, участки повышенной проницаемости для рудоносных растворов и газов, которые являются благоприятными рудоподводящими путями или рудолокализирующими структурами (Кулиш, 1985).

Петрографические и петрогеохимические критерии проявляются в последовательном уменьшении роли биотит-хлоритсодержащих разно-

видностей и увеличении роли кварц-карбонатсодержащих или кварц-серицитсодержащих разновидностей от вмещающих к рудоносным породам, что подчеркивается и увеличением среднего содержания (в 1,5-2 раза)  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  именно в рудоносных породах и фиксируется в развитии процессов окварцевания, карбонатизации, серицитизации этих пород. То, что с этими процессами связана концентрация самородного золота и сульфидов, подчеркивается прямопропорциональной зависимостью, выражающейся в увеличении среднего содержания (в 2-10 раз)  $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{As}$ ,  $\text{Ag}$ ,  $\text{Au}$  от увеличения среднего содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , а также тесной корреляционной связью этих компонентов, образующих продуктивные геохимические ассоциации.

Минералогические критерии характеризуются минералами-концентраторами оруденения и их типоморфными особенностями. В частности кварц, содержащий золоторудную минерализацию, характеризуется индуцированной термолюминесценцией в интервалах температур 180-140°C, 270-230°C, 340-300°C, а в ИК-области спектра для него характерны дополнительные полосы поглощения в диапазонах длин волн 2360-2390 см<sup>-1</sup>, обусловленные наличием  $\text{CO}_2$  в структуре этого кварца. Индикаторную роль играет мусковит IM, который фиксируется только в рудоносных кварц-слюдистых сланцах и обычно входит в состав продуктивных минеральных ассоциаций золоторудных месторождений (Павлишин, 1983). Такую же роль играют карбонаты доломит-анкеритового состава, которые, как известно (Кулиш, 1985) являются как источником, так и концентратором рудных элементов, в том числе и самородного золота. Отмечается значительное увеличение встречаемости золота при совместном присутствии различных морфологических разновидностей пирита (пирит-I+II+III), а на рудопоявлении Саулик минералами-индикаторами служат также моноклинная разновидность пирротина и теллуриды свинца (алтаит) и серебра (гессит), которые являются активными осадителями золота (Розе, 1915). Да и типоморфные свойства золота, его высокая пробность, незначительное число и количество элементов-примесей, невысокая твердость, однозернистая структура могут служить критериями для отнесения золоторудного оруденения к генетическому типу глубинных-среднеглубинных месторождений золото-кварцевой формации (Петровская, 1973).

Термобарогеохимические критерии. Одними из важных критериев в концентрации золоторудного оруденения являются температурный режим и

физико-химические условия минералообразования. То, что рудообразование осуществлялось в постметаморфических, метаморфогенно-гидротермальных условиях, подтверждается декрепитационными исследованиями, где для рудоносных пород наиболее характерны температуры, связанные с декрепитацией включений в интервалах 380-320°C и 260-180°C, причем интенсивность газовой выделения в этих температурных интервалах в 2-4 раза больше по сравнению с безрудными породами, что связано с более интенсивным пропариванием рудоносных пород, которое обычно наблюдается вблизи рудных тел и рудоподводящих каналов (Алексеев, 1978). Также в кварце, содержащем золоторудную минерализацию, наиболее часто встречаются первично-вторичные газожидкие включения, гомогенизирующиеся в температурном интервале 200-270°C, что подтверждается и изотопным составом углерода карбонатов, непосредственно ассоциирующих с сульфидами и самородным золотом ( $\delta C^{13} \text{ † } -1,1 \text{ † } -4,1\%$ ), который близок к изотопному составу углерода гидротермальных карбонатов, образовавшихся при температуре не менее 150°C (Галимов, 1968). В химическом составе минералообразующих растворов (из включений в кварце) рудоносных пород преобладают  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ , а в газовой составляющей -  $\text{CO}_2$ , что фиксируется и присутствием именно в рудоносном кварце газожидких включений с  $\text{CO}_2$ , а также чисто углекислотных включений, и характерно для многих золоторудных месторождений (Ляхов, 1988).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные выводы, вытекающие из результатов проведенных исследований сводятся к следующему:

1) Золоторудная минерализация отмечается на различных стратиграфических уровнях в породах бредецельской и деловецкой свит и приурочена к тектоническим зонам или к границам пород, обладающих различными физико-механическими свойствами.

2) Для кварц-слюдистых сланцев отчетливо прослеживается тенденция, выражающаяся в уменьшении содержания химических минералов (хлорит, биотит) и возрастании содержания кварца, карбоната и светлых слюд в рудоносных разновидностях по сравнению с безрудными; что подчеркивается и их петрогеохимическими особенностями, выражающимися в увеличении как среднего содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{As}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Ag}$ ,  $\text{Au}$ , так и в тесной корреляции этих компонентов именно в рудоносных породах, что свидетельствует об определяющей роли окварцевания, карбонатизации, серицитизации в кон-

центрации основных рудообразующих элементов.

3) Кварц-карбонатные и кварцевожильные породы, не содержащие золоторудной минерализации, характеризуются однороднозернистой, гранобластовой структурой и массивной текстурой. Эти же породы, содержащие золоторудную минерализацию, состоят из нескольких морфологических разновидностей кварца и карбоната, структура их гетеробластовая, текстура линзовидно-полосчатая. По петрохимическим особенностям кварц-карбонатные породы, не содержащие золоторудной минерализации, близки к известнякам, рудоносные - к доломитам или к известковистым доломитам.

4) Охарактеризованы типоморфные особенности основных породообразующих (кварц, плагиоклаз, карбонат, мусковит, хлорит) и акцессорных (циркон, гранат) минералов, входящих в состав различных пород. Установлено, что они являются важными индикаторами для определения дометаморфического состава пород (циркон), фациальных условий метаморфизма (гранат, плагиоклаз), условия породо- и рудообразования (кварц, карбонат, мусковит, хлорит).

5) Среди рудообразующих минералов охарактеризованы форма выделений, состав, свойства и взаимоотношения сульфидов (пирит, пирротин, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит), теллуридов (алтаит, гессит) и самородного золота. Установлено, что минералами-индикаторами на золото являются: пирит (совместное нахождение трех морфологических типов), моноклиная модификация пирротина, алтаит и гессит, причем последние два минерала нами впервые диагностированы в метаморфических породах Закарпатья.

6) Реконструкция первичного состава пород и типизация фациальных условий метаморфизма позволяют констатировать, что исходные породы - вулканогенно-осадочные и метаморфизованы в условиях кварц-альбит-мусковит-хлоритовой и кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфаций зеленосланцевой фации.

7) Золоторудная минерализация имеет метаморфогенно-гидротермальный генезис и сформировалась в результате трехстадийного процесса (золото-кварцевого, золото-кварц-сульфидно-теллуридного, золото-кварц-слюдистого).

8) Учитывая неравномерный характер распределения золота и тот факт, что рудные тела оконтурены только по результатам геохимического опробования, мы считаем, что прямыми поисковыми признаками золоторудения могут служить: а) гидротермально измененные

породы с характерными для них петрохимической ( $SiO_2 - CO_2 - K_2O$ ), геохимической ( $Cu - Zn - Pb - As - Ag - Au$ ) и золото-кварц-сульфидно-теллуридной минеральной ассоциациями, б) рудоносный кварц, содержащий первично-вторичные газожидкие включения с  $CO_2$ , температура гомогенизации которых  $270-200^\circ C$ , декрепитации  $\pm 380-320^\circ C$  и  $260-180^\circ C$ , а в газовой и флюидной составляющих включения преобладают  $CO_2$ ,  $Mg^{+2}$ ,  $Ca^{+2}$ ,  $HCO_3^-$ , а также характеризующийся индуцированной термолюминесценцией в интервалах температур:  $180-140^\circ C$ ,  $270-230^\circ C$ ,  $340-300^\circ C$  и дополнительными областями поглощения в диапазоне  $2360-2390 \text{ см}^{-1}$  на ИК-спектрах, в) наличие магнезиально-железистых карбонатов анкерит-доломитового состава, мусковита полигонального типа, совместное нахождение трех морфологических разновидностей пирита, моноклинной модификации пирротина, а также алтанта и гессита.

Список опубликованных работ по теме диссертации:

1. Особенности размещения и генезис золотого оруденения в Мармарошском массиве советских Карпат // Материалы XI конгресса КБГА. - Киев: наук. думка, 1977. - С. 109 (соавторы: Матковский О.И., Гниломедов В.Е., Кардаш В.Г., Мацькив Б.В.).
2. О температурах образования золоторудных проявлений в метаморфических комплексах Восточных Карпат / Тезисы докл. VI Всесоюзного совещания по термобарогеохимии. - Владивосток, 1978. - С. 215-216.
3. Теллуриды свинца и серебра в Закарпатье // Докл. АН СССР, - 1979. - 245, № 2. - С. 444-447 (соавторы: Матковский О.И., Ясинская А.А.).
4. Золото-теллуридно-сульфидная минерализация в древних метаморфических образованиях // Мин. сб. Львов. ун-та. - 1979. - № 33, вып. 2. - С. 37-43 (соавторы: Матковский О.И., Ясинская А.А., Зайцева В.Н., Пукач Б.Д., Скатынский Ю.П.).
5. Термолюминесценция кварца из рудоносных и безрудных сланцев Раховского района Закарпатья // Актуальные вопросы региональной геологии. - Киев, 1981. - С. 81-83.
6. Особенности термолюминесценции рудного и безрудного жильного кварца // Использование минералогических методов исследования при прогнозе и оценке месторождений полезных ископаемых. - Алма-Ата, 1981. - С. 78.
7. Особенности метаморфогенно-гидротермальной минерализации в древнейших метаморфических образованиях советских Карпат // Регио-

нальный метаморфизм и рудообразование: Тез. докл. IV Межведомственного совещания по проблеме метаморфогенного рудообразования. - Винница, 1982. - С. 90-92 (соавторы: Матковский О.И., Андреев Ю.Н.).

8. Использование минералогического состава карбонатов для картирования рудоносных и безрудных толщ одного из рудопоявлений Закарпатья /Тез. докл. III Всесоюзного минералогического семинара. - Свердловск-Миасс, 1983. - С. 66.

9. Генетическая характеристика кварцевожилных образований одного из рудопоявлений Закарпатья /Тез. докл. VII Всесоюзного совещания "Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов". - Львов, 1985. - Ч. 2. - С. 92-94 (соавторы: Ковалишин З.И., Вештáлик С.Д.).

10. О кварц-карбонатных образованиях в древних метаморфических породах северо-западного окончания Мармарошского массива // Мин. сб. Львов. ун-та. - 1985. - #39, вып. 2. - С. 59-64 (соавторы: Матковский О.И., Андреев Ю.Н.).

11. Эволюция типоморфных признаков пирита при метаморфизме древних эндогенных образований Украинских Карпат /Тез. докл. V Всесоюзного совещания по проблеме "Метаморфогенное рудообразование низких фаций метаморфизма складчатых областей фанерозоя". - Львов, 1986. - Ч. I. - С. 63 (соавтор Матковский О.И.).

12. Типоморфные особенности пирита из рудоносных и вмещающих метаморфических пород Украинских Карпат // Минералогия - народному хозяйству: Тез. докл. VII съезда Всесоюз. минералог. об-ва. - Ленинград, 1987. - С. 58-59 (соавторы: Матковский О.И., Дручок Л.П.).

13. Некоторые типоморфные особенности кварца кварцевожилных образований из докембрийских пород Закарпатья // Минералогический журнал. - Киев, 1987. - #5. - С. 70-74 (соавторы: Матковский О.И., Костенко А.И., Козуб К.Б.).

14. Пирротины кварц-слюдистых сланцев и кварцевожилных образований одного из рудопоявлений Закарпатья // Мин. сб. Львов. ун-та. - 1987. - #41, вып. I. - С. 63-65.

15. Геохимические критерии рудоносности метаморфических пород Раховского района Закарпатья // Теория и практика геохимических поисков в современных условиях: Тез. докл. IV Всесоюзного совещания (Ужгород, 10-12 октября 1986). - М., 1988. - С. 93 (соавтор Матковский О.И.).

16. Околорудные метасоматиты Закарпатья. - Киев: наук. думка, 1988. - 201с. (соавторы: Щербань И.П., Копылова Л.В., Матковский О.И. Ре-

мешило Б.Г., Шевченко В.И.).

17. Минералого-петрохимические особенности рудоносных метаморфических толщ Раховского района Закарпатья // Геология советских Карпат.-Киев, 1989.-С.109-118 (соавторы: Матковский О.И., Смирнов Б.И.).

18. Особенности мусковита из доверхнепалеозойских кварц-слюдистых сланцев Раховского рудного поля // Информационные материалы XI Всесоюзного совещания по рентгенографии минерального сырья: Тез. докл.-Свердловск, 1989.-Т.2.-С.56.

19. Критерії золотоносності доверхньопалеозойських метаморфічних повід Рахівського рудного району Закарпаття // Вісник Львів. ун-ту. Серія геол. - Львів:Світ. - 1992.-Вип.II.-С.121-128 /співавтор Матковський О.І./

20. Співставлення золотоносних карбонатвміщуючих порід Мармароського масиву /Східні Карпати/ та Центрального Таджикистану // Вісник Львів. ун-ту. Серія геол. - Львів: Світ. - 1992. -Вип.II.-С.145-153 / співавтор Куземко В.М./.

Львівський національний університет імені Івана Франка  
Інститут геології та металургії  
Львів, вул. Св. Юрія, 46

Львівський національний університет імені Івана Франка

485486



465486

AB27.044

**AB 27.044**