



**PETROCHEMICAL AND STRUCTURAL CHARACTERISTICS  
OF PORPHYRY COPPER MINERALIZATION IN THE ASTANEH ORE DEPOSIT,  
MIDDLE PART OF THE URUMIEH-DOKHTAR MAGMATIC ARC (IRAN)**

**S. Beygi** <sup>1✉</sup>, **M. Tadayon** <sup>1</sup>, **R.K. Ilalova** <sup>1</sup>, **I.V. Talovina** <sup>1</sup>, **T.C. Meisel** <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Saint Petersburg Mining University, 2 21st Line, Saint Petersburg 199106, Russia

<sup>2</sup> University of Isfahan, Azadi Sq, Isfahan 8174673441, Iran

<sup>3</sup> Montanuniversität Leoben, 18 Franz-Josef-Straße, Leoben A-8700, Austria

**ABSTRACT.** Within the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc in the central part of Iran, the formation of which is associated with the Neotethys closure, there are many porphyry copper deposits and ore occurrences. One of them is the Astaneh porphyry copper ore deposit, located in the central part of the Saveh-Ardestan ore region southeast of Ardestan city. The purpose of this study is to investigate the petrochemical characteristics of rocks and to determine the relationship between the distribution of porphyry copper mineralization and tectonic position of faults within the study area. To achieve the goal, there were used the structural and geological data obtained in the fieldwork, as well as the results of mineralogical and geochemical analyses. The obtained results show that rocks of different composition of the Astaneh ore deposit (andesite, andesite-basalt, basalt, trachybasalt) were formed in the suprasubduction zone, and probably in the environment prior to the collision of the of continental plates. Paragenetic relationships and mineralogical analysis show that the evolution of mineralization of the Astaneh ore deposit can be divided into three stages: pre-ore, hypogene and supergene mineralization. Geochemical research based on the study of the content of the major chemical elements in the rocks of the region shows that igneous rocks belong to calc-alkaline basalts and geodynamically can be attributed to the products of magmatism of the ensial island arc. The results concluded that the main stages of the formation of a porphyry copper ore deposit in the study area attain maximum spatio-temporal similarity with the tectonomagmatic phases of the development of the Neotethys Ocean. In addition, the Southern Ardestan fault, running through the study area and intersecting the basement structures, forms wide permeable zones favorable for the formation of porphyry copper deposits therein.

**KEYWORDS:** porphyry copper mineralization; South Ardestan fault; Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc; Astaneh ore deposits; Neotethys Ocean

**FUNDING:** Not specified.



**RESEARCH ARTICLE**

**Correspondence:** Soheyla Beygi, [beygi.soheyla@yahoo.com](mailto:beygi.soheyla@yahoo.com)

Received: June 24, 2022

Revised: September 29, 2022

Accepted: October 13, 2022

**FOR CITATION:** Beygi S., Tadayon M., Ilalova R.K., Talovina I.V., Meisel T.C., 2023. Petrochemical and Structural Characteristics of Porphyry Copper Mineralization in the Astaneh Ore Deposit, Middle Part of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (Iran). *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (2), 0691. doi:10.5800/GT-2023-14-2-0691

**English version:** see article page online

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ В РУДОПРОЯВЛЕНИИ АСТАНЕ СРЕДНЕЙ ЧАСТИ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДУГИ УРУМИЕ-ДОХТАР (ИРАН)

С. Бейги<sup>1</sup>, М. Тадаён<sup>2</sup>, Р.К. Илалова<sup>1</sup>, И.В. Таловина<sup>1</sup>, Т.С. Мейшел<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский горный университет, 199106, Санкт-Петербург, Васильевский остров, 21 линия, 2, Россия

<sup>2</sup> Исфаханский университет, 8174673441, Исфахан, площадь Азади, Иран

<sup>3</sup> Леобенский горный университет, А-8700, Леобен, Франц-Йозеф-Штрассе 18, Австрия

**АННОТАЦИЯ.** В пределах магматической дуги Урумие-Доhtar в центральной части Ирана, образование которой связано с закрытием Неотетиса, расположено множество медно-порфировых месторождений и рудопроявлений. Одно из них – медно-порфировое рудопроявление Астане, которое находится в центральной части рудного района Саве-Ардестан, расположенного юго-западнее г. Ардестан. Целью данного исследования является изучение петрохимических характеристик горных пород и определение взаимосвязи между распределением медно-порфирового оруденения и положением тектонических разломов в пределах изучаемой территории. Для достижения цели были использованы структурно-геологические и минералого-геохимические данные, полученные как в ходе проведения полевых работ, так и по результатам лабораторных исследований. Результаты исследования доказывают, что разнообразные по составу горные породы рудопроявления Астане (андезит, андезибазальт, базальт, трахибазальт) сформировались в надсубдукционной зоне и, вероятно, в обстановке, предшествовавшей столкновению континентальных плит. Парагенетические связи и минералогический анализ показали, что эволюция минерализации рудопроявления Астане может быть разделена на три этапа: дорудный, рудный и гипергенный. Геохимические исследования, основанные на изучении содержания главных химических элементов в породах района, определяют, что магматические породы относятся к известково-щелочным базальтам и со стороны геодинамической обстановки могут быть отнесены к продуктам магматизма континентальной островной дуги энсиалического типа. В результате изучения был сделан вывод о том, что основные этапы формирования медно-порфирового рудопроявления на исследуемой территории демонстрируют максимальное временное и пространственное сходство с тектономагматическими фазами развития океана Неотетис. Кроме того, разлом Южный Ардестан, проходящий через изучаемую территорию и секущий структуры фундамента, образует широкие проницаемые зоны, благоприятные для формирования медно-порфировых рудопроявлений.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** медно-порфировая минерализация; разлом Южный Ардестан; магматическая дуга Урумие-Доhtar; рудопроявление Астане; океан Неотетис

**ФИНАНСИРОВАНИЕ:** Не указано.

### 1. ВВЕДЕНИЕ

На территории Ирана расположен один из крупнейших медно-порфировых поясов в мире, который формировался в течение длительного периода времени – от позднего эоцена (39 млн лет назад) до позднего миоцена (6.19 млн лет назад). Большая часть медно-порфировых и эпитермальных руд в Иране сформировалась в пределах магматической дуги Урумие-Доhtar (УДМД) во время закрытия океана Неотетис [Shahabpour, 2005; Afzal et al., 2012; Aghazadeh et al., 2015; Richards, Sholeh, 2016] (рис. 1, а). Медно-порфировые месторождения и рудопроявления в пределах УДМД распределены в основном в трех различных рудных районах, к которым относятся: Керман на юго-востоке, Саве-Ардестан в центральной части УДМД и Арасбаран на северо-западе [Zarasvandi et al., 2005] (рис. 1, а). Опубликованные данные по месторождениям рудного района Саве-Ардестан центральной части УДМД позволяют предположить, что минерализация формировалась в период 17–15 млн лет назад, что соответствует

среднему миоцену [Richards et al., 2012; Aghazadeh et al., 2015].

Структурно-тектонический контроль оруденения в пределах УДМД осуществлялся многими исследователями. М. Nogol-Sadat [Nogol-Sadat, 1985] впервые исследовали тектоническое положение транспрессионных структур УДМД. М. Alavi [Alavi, 1991] определил, что УДМД, имеющая северо-западное простирание, была многократно смещена тектоническими нарушениями северо-северо-западного простирания. Ее петрология была изучена [Aftabi, Atapour, 2000].

Далее М. Aghazadeh и др. [Aghazadeh et al., 2015] исследовал пространственно-временное распределение и тектоническую приуроченность медно-порфировых месторождений Ирана. Позднее многочисленные исследования района Ардестан были сосредоточены на детальном изучении состава интрузивных пород [Babazadeh et al., 2017; Alaminia et al., 2020]. Помимо этого, изучению тектонического строения, минерагении и закономерностей размещения месторождений

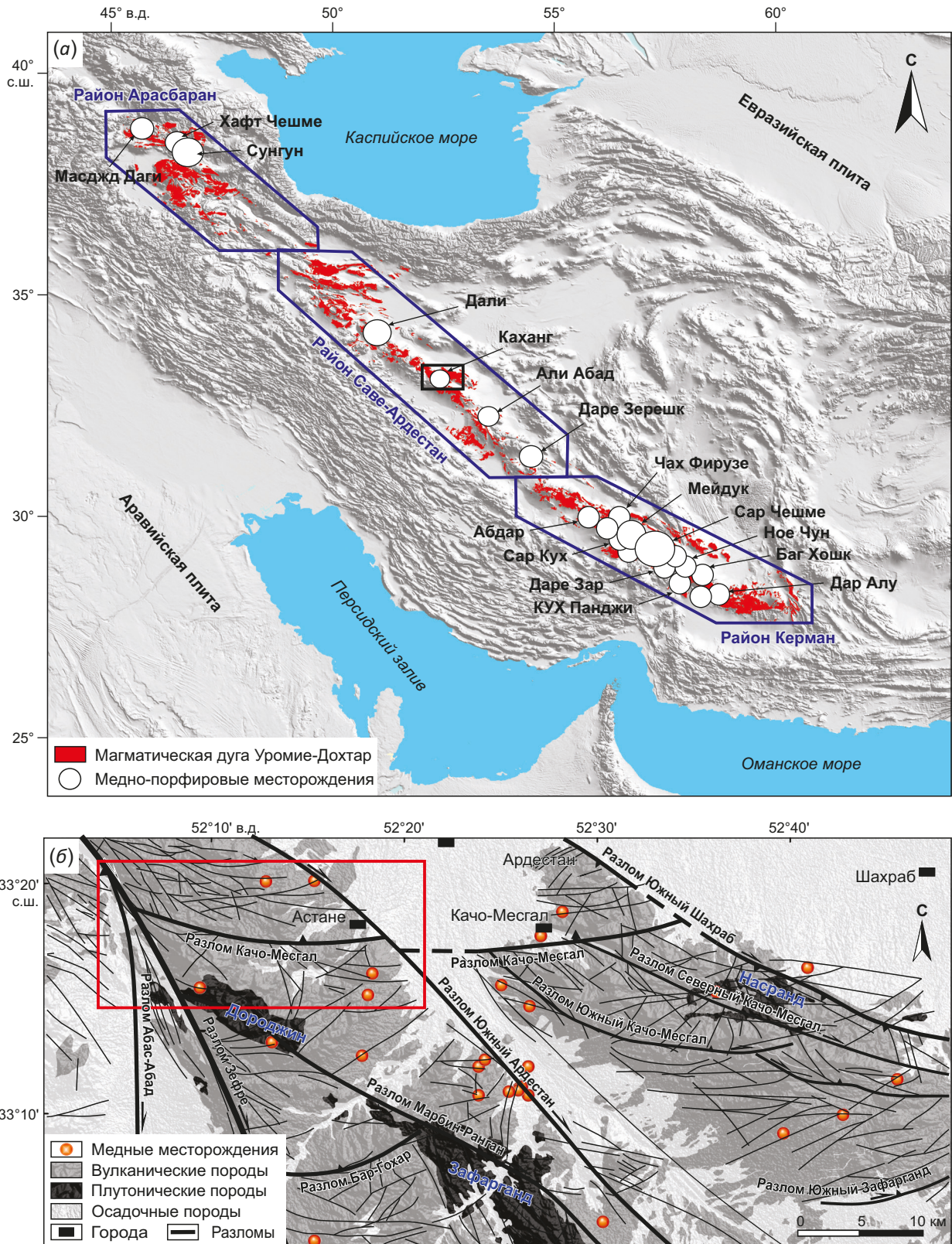


Рис. 1. Расположение района исследования.

(а) – затененная топографическая рельефная карта Ирана, показывающая местоположение основных медно-порфировых месторождений; (б) – карта распределения вулканических и плутонических горных пород в центральной части УДМД. Прямоугольником красного цвета отмечен район исследований.

Fig. 1. Location of the study area.

(а) – a shaded topographic relief map of Iran showing the location of the main porphyry copper deposits; (б) – a map of the distribution of volcanic and plutonic rocks in the central part of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (UDMA). The red rectangle marks the study area.

этой рудной формации посвящены работы российских и зарубежных исследователей [Arshamov, 2013; Krivtsov, 1983; Krivtsov et al., 1986; Parfenov et al., 2003; Richards, 2005; Sillitoe, 2010; и др.].

В данной работе для изучения было выбрано рудопоявление Астане, расположенное в центральной части УДМД (рис. 1, б). Геологоразведочные работы на данном медно-порфировом рудопоявлении пока не проводились. Таким образом, авторами данной статьи получены новые результаты, в которых отражены генетические и пространственные взаимосвязи минерального распределения, геохимического состава, гидротермальных изменений и структурной локализации рудных зон. Основными задачами данного исследования являются: 1) изучение геохимических и минералого-петрографических особенностей пород в районе исследования; 2) определение типов минеральных парагенезисов; 3) определение взаимосвязи между распределением медно-порфирового оруденения, его геохимическими характеристиками и ориентировкой разломов. Обобщенные результаты исследования в дальнейшем будут использованы для обсуждения металлогенических процессов, сформировавших минерализацию, а также для создания генетической модели формирования медно-порфировой минерализации в пределах УДМД.

## 2. ГЕОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДУГИ УРОМИЕ-ДОХТАР

Образование УДМД связано с субдукцией океанической коры Неотетиса под центральную часть Иранской плиты во временном интервале со среднего – позднего мезозоя до середины палеогена. Магматическая дуга состоит из обширных вулканических толщ с небольшими интрузивными телами, сформировавшимися вдоль южной окраины Иранской плиты [Berberian F., Berberian M., 1981; Richards, 2005; Sillitoe, 2010; Chiu et al., 2017]. Активность УДМД происходила в три эпохи: эоценовую, олигоцен-миоценовую и плиоцен-четвертичную [Sayari et al., 2015]. Эоценовый магматизм в УДМД включает вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, такие как андезиты, базальты, дациты, риодациты, риолиты и пирокластические породы известково-щелочного состава, возникшие на активных континентальных окраинах вследствие погружения океанической плиты [Atapour, Aftabi, 2007; Shafiei et al., 2009]. Основной пик вулканической активности пришелся на эоценовую эпоху, причем самые ранние образования относятся к раннему эоцену (ипрский век, 55–50 млн лет назад [Shahabpour, 2005]). Оligocen-миоценовая магматическая активность была проявлена на поздних этапах эволюции океана Неотетис – во время континентального столкновения Аравийской плиты с микроконтинентом Центрального Ирана. Разрывные нарушения в пределах УДМД имеют преимущественно северо-западное простирание и являются одним из факторов, контролирующих ее магматическую активность. Она началась с излияния базальтовых

лав позднего олигоцена и завершилась вулканической и интрузивной активностью миоцена [Sayari et al., 2015]. Минеральный состав данной фазы магматизма различен в разных частях. Интрузивные тела магматической дуги обычно имеют порфировую структуру и выполнены средними и кислыми породами – от диорита до кварцевого диорита, гранодиорита и местами – кварцевого мондонита. Эти породы богаты глиноземом и относятся к ряду гранитоидов магнетитовой (I) серии [Sarjoughian, Kananian, 2017]. Плиоцен-четвертичные магматические тела представляют собой последнюю фазу магматической активности, образуя покровы базальтовых, андезитовых и щелочно-трахитовых лав, перекрывающих осадочные отложения [Allen et al., 2004]. Данную магматическую активность относят к постколлизийному этапу становления территории, который связан с деформацией и поднятием земной коры в результате орогенеза [Allen et al., 2004; Ageev et al., 2020].

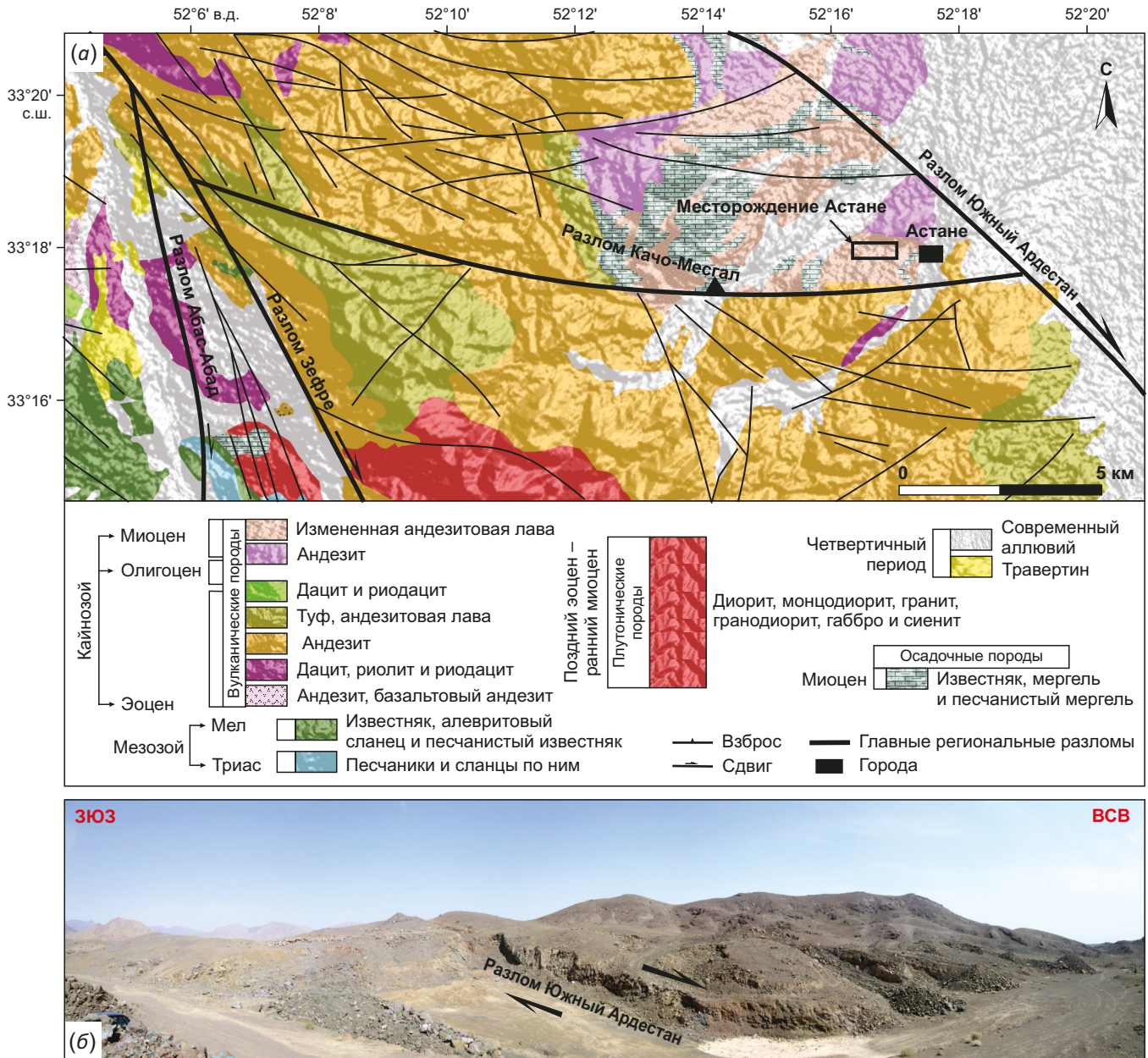
## 3. ГЕОЛОГИЯ РУДОПРЯВЛЕНИЯ АСТАНЕ

Район Астане расположен к юго-западу от города Ардестан, где находится несколько медно-порфировых месторождений и рудопоявлений в породах олигоцен-миоценового возраста (рис. 1, б; 2, а). Геология района Астане характеризуется магматическими породами эоцена и миоцена, а также небольшими разрозненными останцами осадочных толщ миоценового возраста. Наиболее древние породы – андезиты, андезибазальты, туфобрекчии и игнимбриты эоценового возраста – ограничивают южную и западную часть района исследования (рис. 2, а). Оligocen-миоценовые андезибазальтовые лавы и их измененные разности расположены в центральной части территории (рис. 2, а).

Район рудопоявления Астане с юго-востока и юга ограничивается дизъюнктивными структурами: правосторонним транспрессионным разломом Южный Ардестан и разломом Качо-Месгал (см. рис. 1, б; рис. 2, а), которые, в свою очередь, осложнены и деформированы субпараллельными и поперечными тектоническими нарушениями. Разлом Южный Ардестан имеет длину около 120 км и образует западную границу депрессии Ардестан (см. рис. 1, б; рис. 2, а). Полевые наблюдения и интерпретация спутниковых изображений показывают, что разлом имеет азимут простирания 300–310° [Beygi et al., 2016, 2018a, 2018b, 2021a]. Активный разлом Качо-Месгал со взбросовой кинематикой сечет миоценовые андезитовые лавы и эоценовые андезиты вблизи деревни Астане. На западе данная структура соединяется с разломом Зефре (см. рис. 1, б; рис. 2, а), азимут простирания которого изменяется [Beygi et al., 2016, 2018a, 2018b, 2021b].

## 4. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Изученный участок расположен к западу от деревни Астане в рудном районе Саве-Ардестан (рис. 2, а, б). Для его геологического картирования было отобрано 45 штурфов гидротермально-метасоматических пород



**Рис. 2.** Горные породы в районе исследования. (а) – геологическая карта района исследования с указанием основных тектонических структур; (б) – расположение рудопрооявления Астане в андезитах и андезибазальтах олигоцен-миоценового возраста.

**Fig. 2.** Rock units in the study area. (a) – a geological map of the study area showing the main tectonic structures; (б) – location of the Astaneh ore deposit in the Oligocene-Miocene andesites and andesibasalts.

из коренных выходов вдоль зоны разлома Южный Ардестан. По результатам полевых наблюдений были уточнены границы распространения магматических тел и особенности их структурного взаимоотношения с плоскостью разлома Южный Ардестан.

Полевые исследования разрывных структур включали изучение азимутов простираения и углов падения плоскостей сместителей, зеркал и борозд тектонического скольжения. Амплитуды смещения разломов определялись по анализу борозд скольжения и смещению слоев вдоль плоскостей сместителей разломов.

Данные по элементам залегания разломов, полученные по бороздам скольжения, использовались для определения картины тектонического поля напряжений. Отношения главных векторов сжатия и растяжения были рассчитаны с использованием метода Daisy 5.38 [Salvini, 1998].

Для определения минералого-петрографического состава пород было изучено 35 прозрачных и 45 полированных шлифов. Результаты оптико-микроскопических исследований в сочетании с полевыми наблюдениями были использованы для интерпретации

процессов формирования горных пород и изучения их рудной специализации. В процессе полевых работ в ходе обследования канав методом рентгенофлуоресцентной спектроскопии было отобрано 45 штучек различных по составу пород и руд. Далее полученные данные были проинтерпретированы с использованием геохимических диаграмм и методов математической статистики в программе Excel.

### 5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

#### 5.1. Характеристика горных пород

Полевые и лабораторно-аналитические исследования горных пород рудопоявления Астане показывают, что они представлены андезибазальтами, андезитами, базальтами, из которых первые являются наиболее распространенными. Преобладающие структуры в данных вулканогенных породах – порфириновые с микролитическим матриксом, гломерофириновые и гиаломикролитовые. Среди текстур отмечаются флюидальные и миндалекаменные.

Андезиты состоят из андезина, других плагиоклазов, пироксена и роговой обманки, а среди вторичных минералов встречается кварц, кальцит, хлорит и оксиды железа. Плагиоклаз, как самый распространенный минерал-вкрапленник в андезитах рудопоявления Астане, встречается в виде идиоморфных и гипидиоморфных зерен с полисинтетическими двойниками, иногда с решетчатой текстурой, указывающей на нарушение химического равновесия. Пироксен в андезитах

представлен сильнотрещиноватым авгитом, присутствующим в двух формах – вкрапленной и микровкрапленной, идиоморфной и гипидиоморфной. Роговая обманка встречается в виде мелких зерен, реже – в виде вкрапленников. Преобладающие текстуры андезитов – порфириновая и флюидальная. В брекчиевидных текстурах основная масса выполнена вторичными минералами, главным образом кварцем. Пропилитовые изменения фиксируются по наличию кварца, хлорита и пирита в составе горной породы. При этом пирит переходит в оксиды железа, хлорит развивается по роговой обманке и плагиоклазу (рис. 3, а).

Базальты представляют собой горные породы от темно-серого до черного цвета с большим количеством полостей и пустот. Эти полости заполнены гидротермальными минералами, такими как малахит, кальцит, хлорит и кварц, что придает породам миндалекаменную текстуру. Плагиоклаз, оливин и пироксен являются основными минералами-вкрапленниками в изученных базальтах. Плагиоклазы в виде простых и полисинтетических двойников имеют нерегулярную зональность, образуя неровные края и решетчатую текстуру. Оливин в базальтах встречается в виде крупных идиоморфных кристаллов и микрокристаллов, часто нацело замещенных хлоритом, кальцитом, а иногда идингситом. Трещины в оливине заполнены оксидами железа. Моноклинные пироксены представлены авгитом, которые встречаются в базальтах в гипидиоморфной форме в виде мелких зерен в основной массе

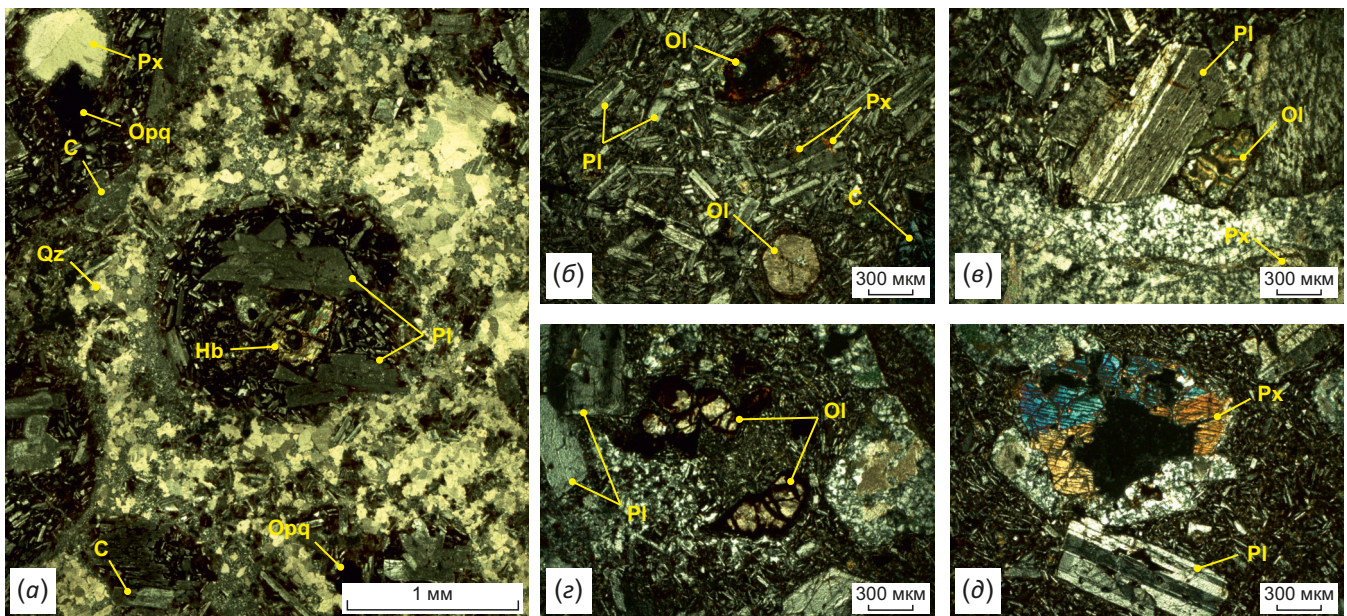


Рис. 3. Микрофотографии изученных вулканических пород.

(а) – андезит (пироксен + роговая обманка + плагиоклаз + кварц + хлорит + непрозрачный минерал); (б, в) – базальт (оливин + пироксен + плагиоклаз + хлорит); (г, д) – андезибазальт (оливин + пироксен + плагиоклаз + хлорит), где Px – пироксен, Ol – оливин, Orq – непрозрачный минерал, Pl – плагиоклаз, Hb – роговая обманка, Qz – кварц, C – хлорит.

Fig. 3. Microphotographs of the studied volcanic rocks.

(a) – andesite (pyroxene + hornblende + plagioclase + quartz + chlorite + opaque mineral); (б, в) – basalt (olivine + pyroxene + plagioclase + chlorite); (г, д) – andesibasalts (olivine + pyroxene + plagioclase + chlorite), where Px is pyroxene, Ol – olivine, Orq – opaque mineral, Pl – plagioclase, Hb – hornblende, Qz – quartz, C – chlorite.

породы. Преобладающая структура базальтов порфи- ровая и порфировая микролитовая (рис. 3, б, в).

Андезибазальты состоят из плагиоклаза, оливина, пироксена и роговой обманки. Вторичные минералы в образцах представлены кварцем, кальцитом, хлори- том и оксидом железа, которые заполняют внутрен- нюю часть полостей породы. Фенокристы плагиоклаза встречаются в виде гипидиоморфных и идиоморфных зерен, в которых наблюдается двойникование по карсл- бадскому, альбитовому и периклиновому закону. Вкрап- ленники оливина встречаются в андезибазальтах в виде идиоморфных зерен крупной и средней раз- мерности. Оливин во всех образцах по краям и трещинам замещен идингситом, реже – кальцитом и оксидом железа. Клинопироксен встречается в матрице и в виде вкрапленников от идиоморфной до гипидиомор- фной формы. Отмечаются как бесцветные, так и цвет- ные разновидности минерала. Зерна роговой обман- ки встречены от гипидиоморфной до ксеноморфной

формы и во многих образцах полностью замещены опаци- том или гематитом. Преобладающие текстуры в данных образцах – порфи- ровые, порфи- ровые микро- литические при флюидальных и миндалевидных тек- стурах (рис. 3, г, д).

### 5.2. Структурный контроль

Рудный район Астане структурно расположен в зо- не динамического влияния тектонического шва дизъ- юнктива Южный Ардестан, имеющего, как указыва- лось выше, кинематику правостороннего сдвига (см. рис. 2, б). В ходе проведения структурных наблюдений были осуществлены замеры пространственных пара- метров 212 разломов, а также выполнено их геоме- трическое опробование. Стереографические проекции данных представлены на рис. 4, где показаны стерео- плоты с изображением направлений простирания и па- дения разломов, наличия борозд скольжения и т.д. Сре- ди изученных разломов 116 имеют правостороннюю

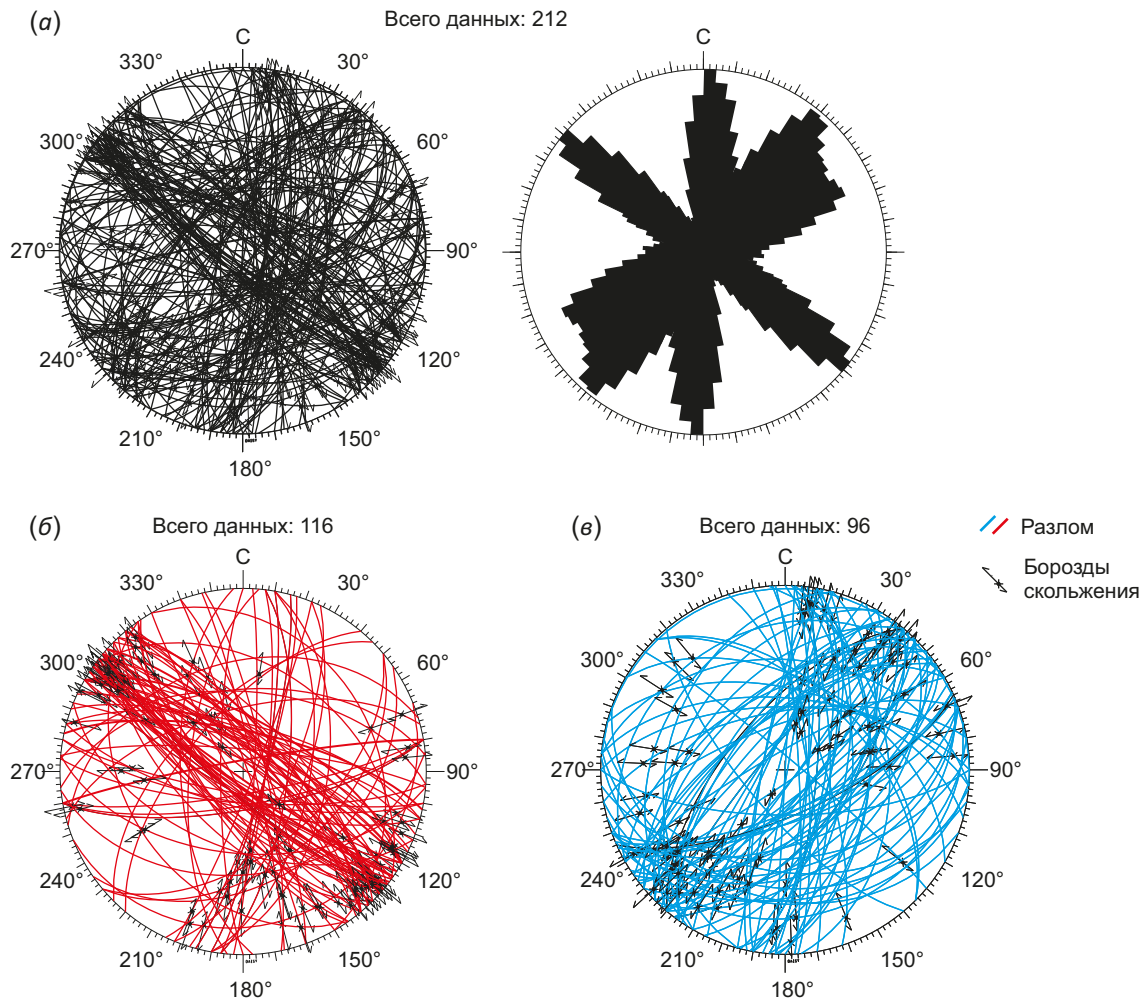
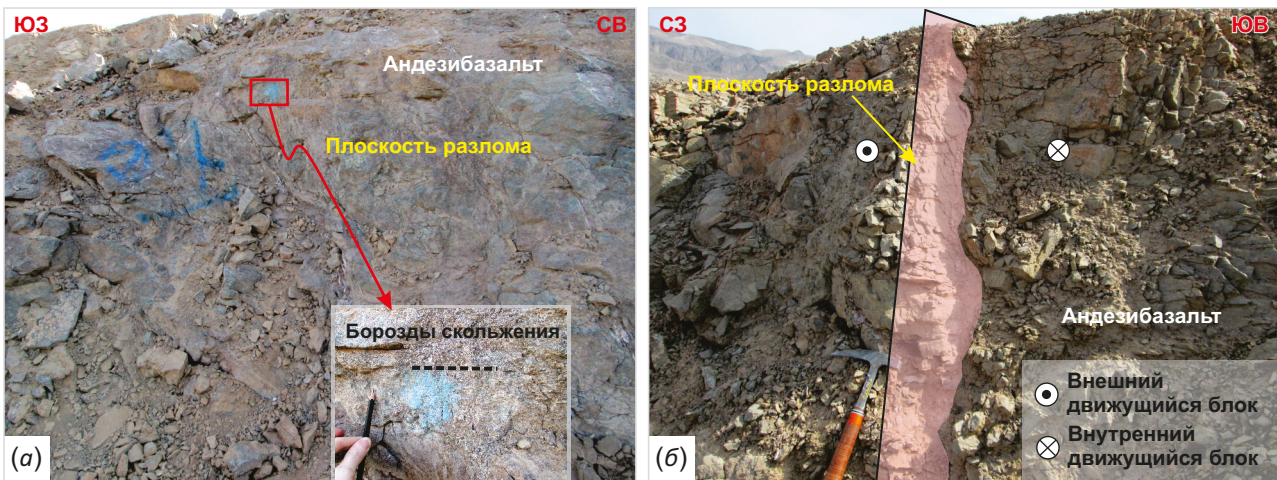


Рис. 4. Стереографические проекции, измеренные в районе исследования.

(а) – стереографические проекции и роза-диаграммы измеренных разломов; (б) – стереографические проекции измеренных правосторонних разломов; (в) – стереографические проекции измеренных левосторонних разломов.

Fig. 4. Stereographic projections measured in the study area.

(а) – stereographic projections and rose diagrams of the faults measured; (б) – stereographic projections of the right-lateral faults measured; (в) – stereographic projections of the left-lateral faults measured.



**Рис. 5.** Линия разлома на полевых фотографиях.

(а) – зона разлома Южный Ардестан в андезибазальтах олигоцен-миоценового возраста; (б) – плоскость разлома в андезибазальтах олигоцен-миоценового возраста с азимутом падения 130° ЮВ и углом падения 65°.

**Fig. 5.** Fault trace in the field photographs.

(а) – South Ardestan fault zone in the Oligocene-Miocene andesibasalts; (б) – fault plane in the Oligocene-Miocene andesibasalts with dip azimuth 130° SE and dip angle 65°.

сдвиговую кинематику, а 96 – левостороннюю сдвиговую (рис. 4, б, в).

Согласно рис. 4, б, в, большинство разломов с правосторонней сдвиговой кинематикой имеют северо-западное простирание (в меньшей степени – северо-восточное), а большинство разломов с левосторонней сдвиговой кинематикой – восток-северо-восточное субмеридиональное простирание. Угол встречи между ними близок к 90°. Соответственно, согласно методу [Gzovsky, 1975], они, вероятно, являются сопряженными, т.е. одновозрастными, сформировавшимися в тектоническом поле субмеридиональной транспрессии, близкой к тангенциальному сжатию. При этом разломы северо-западной экспозиции являются, как правило, более крутонаклонными (угол падения около 75–80°) с отчетливой сдвиговой кинематикой, а системы северо-восточного простирания – с более пологонаклонными углами (с разбросом около 45–70°) и наличием сбрососдвиговой составляющей. Редкие разломы субширотного простирания преимущественно пологонаклонные (20–40°) с отчетливой взбросовой кинематикой.

Как правило, породы вдоль зоны разлома Южный Ардестан обычно содержат минералы пропилитовой ассоциации: вторичный эпидот, альбит, кварц ± хлорит ± (барит, малахит, азурит и минералы марганца) (рис. 5, а, б). По данному набору минералов обычно хорошо фиксируются контуры зон разрывных нарушений и плоскости сместителей с тектоническими зеркалами на них.

Рис. 5, б, демонстрирует зону разлома с азимутом падения 130° юго-восток и углом падения 65°. Кинематика раннего левостороннего сдвига и позднего сброса была определена по направлениям линий борозд скольжения двух типов (рис. 5, б).

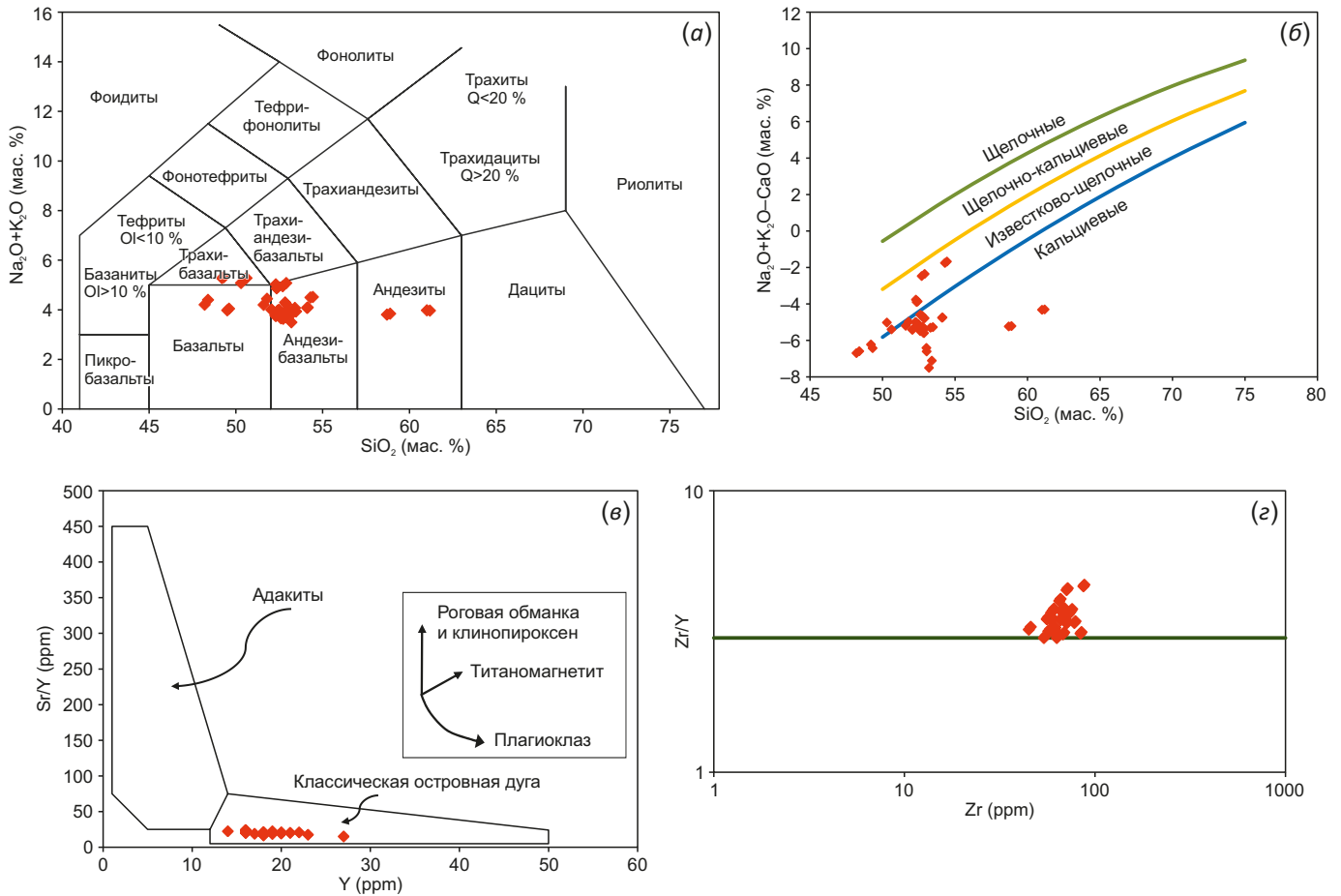
### 5.3. Геохимические характеристики

В ходе изучения пород в пределах района рудопроявления Астане был выполнен химический анализ 45 образцов различного состава (андезит, андезибазальт, базальт, трахибазальт), а также приведены соотношения микроэлементов. Для геохимической интерпретации и петрологической классификации по содержанию летучих веществ были нормализованы оксиды основных элементов до 100 %. Содержание SiO<sub>2</sub> в образцах андезибазальта варьируется от 52.06 до 54.14 мас. % (в среднем 52.98 мас. %), в образцах базальта и трахибазальта – 48.39–51.79 мас. % (в среднем 49.94 мас. %), в образцах андезита 58.89–61.18 мас. % (в среднем 60.04 мас. %) (рис. 6, а). Образцы имеют среднее общее содержание щелочи K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O от 3.64 до 5.28 мас. % и находятся в областях диаграммы от щелочно-кальциевых до слабощелочных разностей пород (рис. 6, б).

Диаграмма содержания Sr/Y по отношению к Y является наиболее широко используемой дискриминационной диаграммой адакита [Hansen et al., 2002]. В районе исследования образцы обычно попадают в область классической дуговой серии (т.е. относятся к нормальным андезит-дацит-риолитам) (рис. 6, в). Относительно низкие отношения Sr/Y в породах (в основном <40) типичны для нормальных пород островных дуг.

Несовместимые редкие элементы и их отношения служат типоморфными параметрами для определения геодинамической обстановки при извержении базальтовых магм. На тектонической дискриминационной диаграмме вулканических пород Zr/Y по отношению к Zr [Pearce, 1983] анализируемые образцы в основном расположены в области континентальной дуги (рис. 6, г).





**Рис. 6.** Геохимическая диаграмма магматических пород исследуемого района. (а) – диаграмма суммарного содержания щелочных металлов по отношению к кремнезему (TAS) [Le Bas, Streckeisen, 1991]; (б) – диаграмма содержания  $Na_2O+K_2O-CaO$  по отношению к  $SiO_2$ , показывающая границы между сериями щелочных, щелочно-кальциевых, известково-щелочных и кальциевых пород [Frost B.R., Frost C.D., 2008]; (в) – вулканические породы района Астане, нанесенные на диаграмму зависимости  $Sr/Y$  по отношению к  $Y$ , разделяются на адакиты и нормальные андезит-дацит-риолиты [Hansen et al., 2002]; (г) – тектоническая дискриминационная диаграмма вулканических пород в районе исследования: диаграмма  $Zr/Y$  по отношению к  $Zr$ , показывающая границу между континентальными и океаническими дугами [Pearce, 1983].

**Fig. 6.** Geochemical diagram of igneous rocks in the study area. (а) – total alkali vs. silica diagram (TAS) [Le Bas, Streckeisen, 1991]; (б) – diagram of  $Na_2O+K_2O-CaO$  vs.  $SiO_2$  showing boundaries between the series of alkaline, alkaline-calcium, calc-alkaline and calcium rocks [Frost B.R., Frost C.D., 2008]; (в) – volcanic rocks of the Astaneh area, plotted on  $Sr/Y$  vs.  $Y$  diagram, are divided into adakite and normal andesite-dacite-rhyolite [Hansen et al., 2002]; (г) – tectonic discrimination diagram of volcanic rocks in the study area:  $Zr/Y$  vs.  $Zr$  diagram showing the boundary between the continental and oceanic arcs [Pearce, 1983].

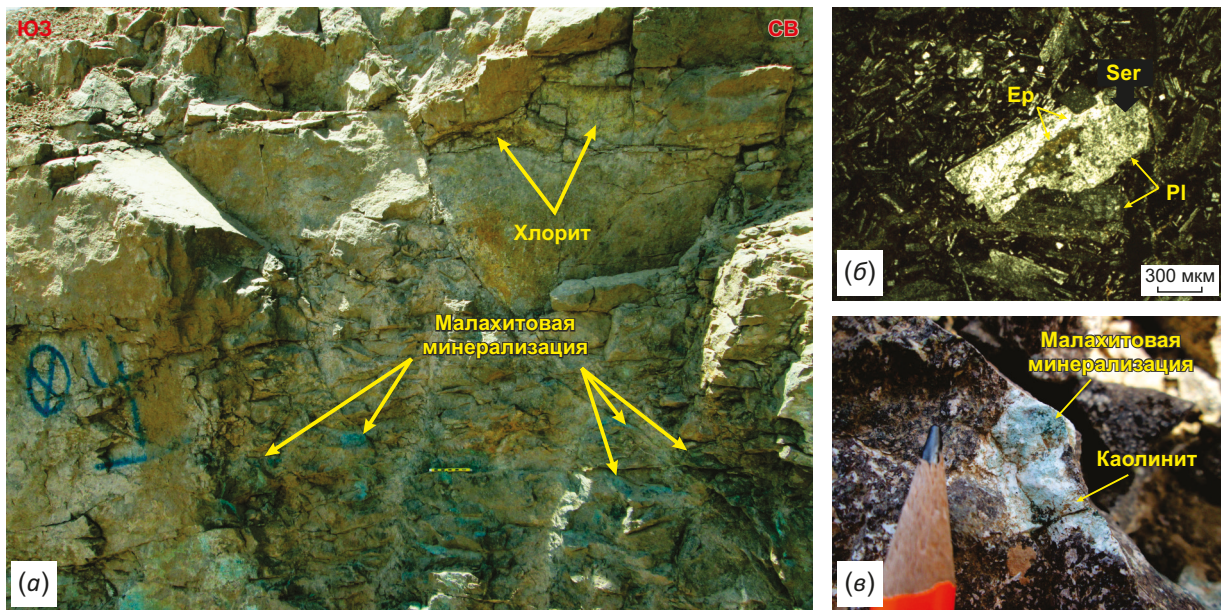
**5.4. Гидротермальные изменения**

Гидротермальные изменения пород в районе рудопроявления Астане выражаются в пропилитизации и аргиллитизации вулканических пород. Гетит, гематит, лимонит, малахит и азурит являются наиболее распространенными вторичными минералами пород, сформировавшимися вследствие окисления сульфидных минералов. Пропилитовые изменения фиксируются как на поверхности обнажений, так и в толще пород. Типичными минералами, формирующимися при пропилитизации пород, являются кварц, хлорит и эпидот в сочетании с незначительными содержаниями калиевого полевого шпата, плагиоклаза, серицита и кальцита (рис. 7, а, б). Эпидот образует радиальные,

сгруппированные или пятнистые замещения во вкрапленниках плагиоклаза (рис. 7, б). Точка наблюдения на рис. 7, в, находится на месте залегания измененных андезитовых пород, где переработка характеризуется наличием каолинита и малахита. Данные минералы развиваются по андезитам и являются индикаторами зон аргиллитизации.

**6. СТАДИЙНОСТЬ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ**

В пределах изученной территории наиболее рудоносные участки связаны с изверженным магматизмом олигоцен-миоценового возраста. Наиболее важными рудными минералами района исследований являются пирит, халькопирит, халькозин, борнит, самородная



**Рис. 7.** Микрофотографии форм выделения рудных минералов в районе исследования. (а, в) – полевые фотографии обнажения с рудной минерализацией с изображением состава зон гидротермального изменения пород; (б) – фотография породы в шлифе: Ep – эпидот, Pl – плагиоклаз, Ser – серицит.

**Fig. 7.** Microphotographs of the forms of ore mineral in the study area. (a, v) – field photographs of the mineralized outcrop the composition of zones of hydrothermal alteration of the rocks; (б) – a photograph of thin sections: Ep – epidote, Pl – plagioclase, Ser – sericite.

медь, ковеллин, малахит и азурит (рис. 8). Кроме того, наряду с данными минералами наблюдались определенные содержания магнетита, гематита и гетита (рис. 8). На основании результатов проведенных лабораторных исследований можно выделить три стадии минералообразования: дорудную, рудную (основной этап минерализации) и гипергенную пострудную.

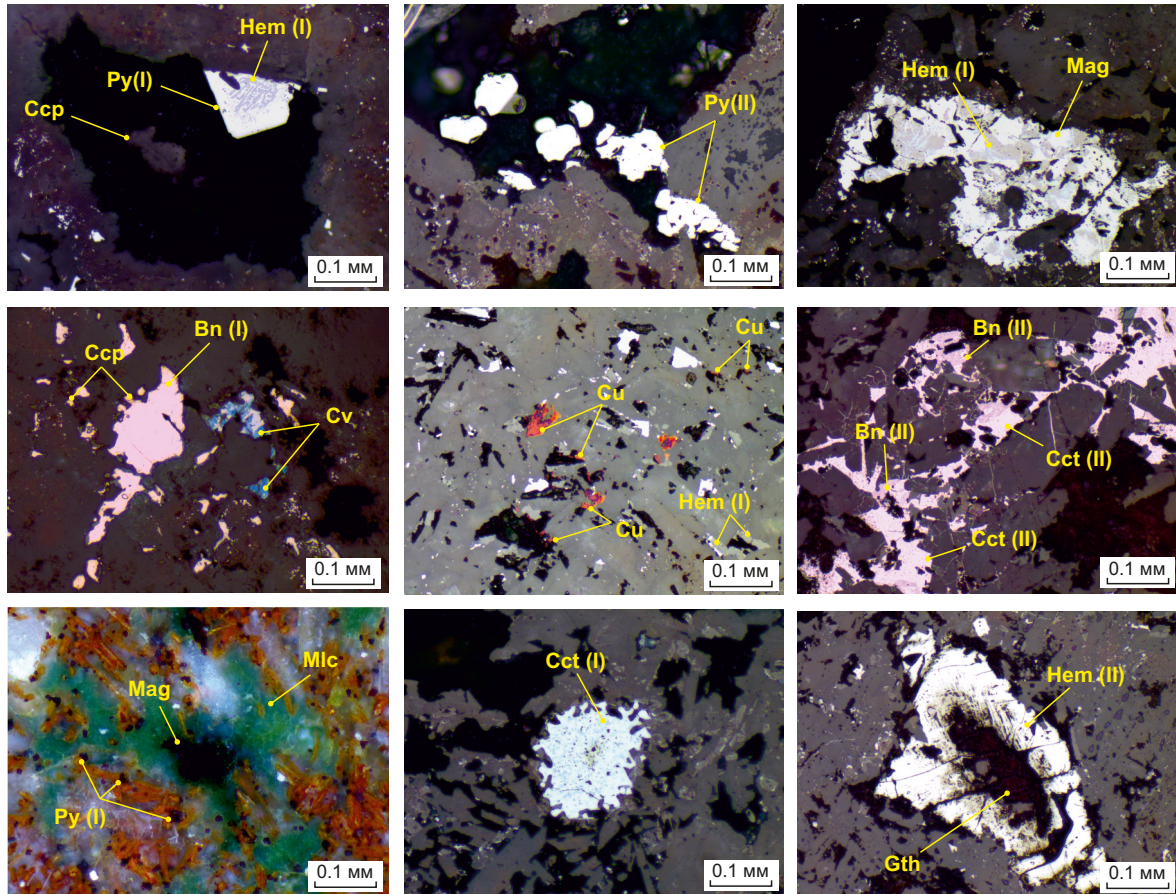
**Дорудная стадия.** На дорудной стадии, связанной с субдукцией океана Неотетис, происходит формирование вулканогенно-осадочных, пирокластических и вулканических пород на территории региона. В процессе первичного диагенеза в толще пород происходит рассеянное гранулирование глобулярных зерен пирита (табл. 1). Магнетит также в изобилии распространен в виде первичного оксида в рудной зоне и во вмещающих породах. В результате вторичных процессов часть зерен магнетита приобрела кайму, образованную гематитом и мартитом (рис. 8).

**Рудная стадия.** На рудной стадии минерализации наблюдается продолжение вулканической активности, которая приводит к существенному наращиванию мощностей вулканогенно-осадочных и вулканических толщ и усилению процессов диагенеза. На данном этапе медь выщелачивается из вмещающих пород, формируются гидротермы, обогащенные ионами меди и другими сопутствующими компонентами медных руд. Попадая в благоприятную обстановку (вмещающие породы представлены в основном андезитовыми порфиритами), богатые медью гидротермальные растворы замещают и перекристаллизуют глобулярный пирит, сформировавшийся на дорудной стадии.

Этот процесс приводит к формированию сульфидных руд, представленных в большей части пиритом второй генерации, халькопиритом, самородной медью, халькозином и борнитом, гематитом первой генерации (табл. 1).

Пирит является самым распространенным акцессорным минералом в районе исследования. Этот минерал встречается в двух генерациях (рис. 8). Пирит первой генерации образуется во вмещающих породах в глобулярной форме на дорудной стадии, что указывает на восстановительные условия и низкую температуру образования (рис. 8). Пирит второй генерации имеет главным образом колломорфную структуру и представляет собой совокупность глобулярного пирита первой генерации. Халькопирит в основном замещает пирит первой генерации и в меньшей степени – пирит второй генерации (рис. 8). Борнит – один из наиболее распространенных минералов меди и второй по распространенности минерал в районе исследования. Борнит наблюдается в виде сростания с халькопиритом (рис. 8).

Халькозин является важным сульфидным минералом и встречается в двух генерациях. Первая генерация встречается главным образом в форме жил, прожилков и замещает халькопирит (рис. 8). Среди других медных минералов, относящихся к рудной стадии, стоит отметить самородную медь в виде рассеянных вкрапленных зерен. Из-за мягкости этого минерала он редко наблюдается в аншлифах (рис. 8). В гипогенных процессах при замещении пирита сульфидами меди



**Рис. 8.** Микрофотографии рудных минералов в породах района рудопроявления Астане.  
 Py – пирит, Mag – магнетит, Hem – гематит, Gth – гетит, Ccp – халькопирит, Cct – халькозин, Bn – борнит, Cv – ковеллин, Cu – самородная медь, Mlc – малахит. I – минералы первой генерации, II – минералы второй генерации.

**Fig. 8.** Microphotographs of ore minerals in the rocks of the Astaneh ore deposit area.  
 Py – pyrite, Mag – magnetite, Hem – hematite, Gth – goetite, Ccp – chalcopirite, Cct – chalcocite, Bn – bornite, Cv – covellite, Cu – native copper, Mlc – malachite. I – first-generation minerals, II – second-generation minerals.

**Таблица 1.** Стадийность и последовательность минералообразования на медных рудопроявлениях центральной части УДМД  
**Table 1.** Stages and sequence of mineralization at copper ore deposits in the central part of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc

Стадия Минералы	Дорудная	Рудная	Пострудная	
	Вулканизм и ранний диагенез	Средний – поздний диагенез	Сульфиды	Оксиды
Пирит (I)	■			
Пирит (II)		■		
Халькопирит			■	
Халькозин (I)			■	
Халькозин (II)				■
Борнит (I)		■		
Борнит (II)				■
Самородная медь			■	
Ковеллин				■
Магнетит	■			
Гематит			■	■
Гетит				■
Малахит				■
Кальцит		■		■

высвобождается железо, и таким образом формируются гематит первой генерации. К этому типу относятся вкрапленные зерна гематита в породах, а также гематит, обрамляющий сульфиды меди и зерна пирита.

**Гипергенная минерализация.** На данном этапе формируется халькозин второй генерации совместно с ковеллином, наблюдаемые вокруг зерен халькопирита и борнита (рис. 8).

На гипергенном этапе общее поднятие территории вызывают процессы выветривания, изменение и разрушение первичных сульфидных минералов – халькозина и борнита, с образованием целого ряда гипергенных минералов, таких как вторичный кальцит, малахит и азурит (табл. 1). Гематит второй генерации, связанный с гипергенезом, наблюдается на периферии первичного магнетита или находится в ассоциации с малахитом. В гипергенной стадии сильное выветривание приводит к полному выщелачиванию сульфидных минералов, в результате чего остается малахит с большим количеством гематита (рис. 8).

## 7. ПРОИСХОЖДЕНИЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ АСТАНЕ

Геохимический анализ показывает, что магматические породы в районе исследования имеют мантийный источник. Этот мантийный источник считается субконтинентальной литосферной мантией, метасоматизированной флюидами, отделившимися от субдуцирующей океанической плиты Неотетис. Район исследования расположен между разломами Южный Ардестан и Качо-Месгал, которые являются оперяющими системами регионального разлома Зефре эоцен-плиоценового возраста, (см. рис. 1, б; 2, а), находящегося в центральной части УДМД. Исследования, проведенные С. Бейги [Beygi et al., 2016], показывают, что сдвиговые разломы Зефре и Южный Ардестан являются структурами, пересекающими континентальный фундамент. Они, вероятно, достигали литосферной мантии и содействовали подъему расплавов вдоль их зон. Скорее всего, именно они вызвали разгерметизацию подконтинентальной литосферы. Сброс тектонических напряжений, декомпрессия и/или нагрев астеносферы могли вызвать частичное плавление обогащенных мантийных источников и внедрение субщелочных порфиоров. Более того, глубинные сдвиговые разломы обеспечивали удобные каналы для миграции не только магмы, но и мантийных флюидов. Вышеуказанные факторы способствовали формированию медно-порфировой рудной системы и соответствующих месторождений меди в изучаемом районе.

Структурные исследования, проведенные в рудном районе Астане, показывают, что медно-порфировые месторождения в основном распределены вдоль зон сдвига Южный Ардестан и в местах его сочленения и пересечения с более мелкими поперечными разломами. Данные наблюдения позволяют сделать вывод, что значительную роль в формировании медно-порфировых месторождений и рудопроявлений может играть

рудоконтролирующая система региональных крутопадающих сдвигов северо-западного простирания (см. рис. 1, б).

## 8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Медно-порфировая минерализация рудопроявления Астане встречается на юго-востоке рудного района Саве-Ардестан центральной части УДМД. Магматизм в основном представлен андезитами, андезибазальтами, базальтами и трахибазальтами. Эти породы насыщены кремнеземом и демонстрируют обычную известково-щелочную характеристику магм островных дуг, связанных с зонами субдукции. Структурные исследования всех собранных в пределах изучаемого района данных по его тектонике показывают, что большинство рудных медно-порфировых месторождений и рудопроявлений приурочено к зонам разломов северо-западного простирания. Разлом Южный Ардестан, имеющий северо-западное простирание и секущий структуры континентального фундамента, образует активные проницаемые зоны, создающие условия для подъема разнообразных магм и флюидов, т.е. для формирования медно-порфировых рудообразующих систем.

При рассмотрении вторичных окорудных изменений медных руд, представленных обширными пропиловыми ореолами с развитием серицита, хлорита, эпидота, карбонатов и оксидов железа, можно сделать вывод о том, что при внедрении магматических тел реакционно-активные медьсодержащие постмагматические гидротермы проникали в вулканические толщи и способствовали дальнейшему прогреву и гидротермально-метасоматическому изменению окружающих пород, особенно в проницаемых разломных зонах.

## 9. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Первый автор внес 50 %, остальные авторы в равной степени внесли свой вклад в анализ и подготовку рукописи. Все авторы прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

The first author contributed 50 %, the other authors contributed equally to the analysis and preparing this article. All authors read and approved the final manuscript.

## 10. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

## 11. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Aftabi A., Atapour H., 2000. Regional Aspects of Shoshonitic Volcanism in Iran. *Episodes* 23 (2), 119–125.
- Afzal P., Alghalandis Y.F., Moarefvand P., Omran N.R., Haroni H.A., 2012. Application of Power-Spectrum-Volume Fractal Method for Detecting Hypogene, Supergene Enrichment, Leached and Barren Zones in Kahang Cu Porphyry

Deposit, Central Iran. *Journal of Geochemical Exploration* 112, 131–138. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.08.002>.

Ageev A., Egorov A., Krikun N., 2020. The Principal Characterized Features of Earth's Crust within Regional Strike-Slip Zones. In: V. Litvinenko (Ed.), *Advances in Raw Material Industries for Sustainable Development Goals. Proceedings of the XII Russian-German Raw Materials Conference* (November 27–29, 2019, Saint Petersburg) Taylor & Francis, London, p. 78–83. <https://doi.org/10.1201/9781003164395-11>.

Aghazadeh M., Hou Z., Badrzadeh Z., Zhou L., 2015. Temporal-Spatial Distribution and Tectonic Setting of Porphyry Copper Deposits in Iran: Constraints from Zircon U-Pb and Molybdenite Re-Os Geochronology. *Ore Geology Reviews* 70, 385–406. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.003>.

Alaminia Z., Tadayon M., Finger F., Lentz D.R., Waitzinger M., 2020. Analysis of the Infiltrative Metasomatic Relationships Controlling Skarn Mineralization at the Abbas-Abad Fe-Cu Deposit, Isfahan, North Zefreh Fault, Central Iran. *Ore Geology Reviews* 117, 103321. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103321>.

Alavi M., 1991. Sedimentary and Structural Characteristics of the Paleo-Tethys Remnants in Northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 103 (8), 983–992. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103%3C0983:SASCOT%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103%3C0983:SASCOT%3E2.3.CO;2).

Allen M., Jackson J., Walker R., 2004. Late Cenozoic Reorganization of the Arabia-Eurasia Collision and the Comparison of Short-Term and Long-Term Deformation Rates. *Tectonics* 23 (2), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2003TC001530>.

Arshamov Ya.K., 2013. Typical Textures and Geological and Genetic Traits of Porphyry Copper Deposits. *Bulletin of KazNTU* 97 (3), 22–28 (in Russian) [Аршамов Я.К. Типовые модели и геолого-генетические особенности медно-порфировых месторождений // Вестник КазНТУ. 2013. Т. 97. № 3. С. 22–28].

Atapour H., Aftabi A., 2007. The Geochemistry of Gossans Associated with Sarcheshmeh Porphyry Copper Deposit, Rafsanjan, Kerman, Iran: Implications for Exploration and the Environment. *Journal of Geochemical Exploration* 93 (1), 47–65. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2006.07.007>.

Babazadeh S., Ghorbani M.R., Bröcker M., D'Antonio M., Cottle J., Gebbing T., Carmine Mazzeo F., Ahmadi P., 2017. Late Oligocene–Miocene Mantle Upwelling and Interaction Inferred from Mantle Signatures in Gabbroic to Granitic Rocks from the Urumieh–Dokhtar Arc, South Ardestan, Iran. *International Geology Review* 59 (12), 1590–1608. <https://doi.org/10.1080/00206814.2017.1286613>.

Berberian F., Berberian M., 1981. Tectono-Plutonic Episodes in Iran. In: H.K. Gupta, F.M. Delany (Eds), *Zagros, Hindu Kush, Himalaya: Geodynamic Evolution. Vol. 3. American Geophysical Union, Washington*, p. 5–32. DOI:10.1029/GD003p0005.

Beygi S., Nadimi A., Safaei H., 2016. Tectonic History of Seismogenic Fault Structures in Central Iran. *Journal of*

*Geosciences* 61 (2), 127–144. <https://doi.org/10.3190/JGEOSCI.212>.

Beygi S., Talovina I.V., Ilalova R.K., Durjagina A.M., 2018a. Regional Geological Structure of the Volcanogenic-Plutonic Belt of Urumyedohtar in the Central Iran. *Mining Informational and Analytical Bulletin S29*, 17–24 (in Russian) [Бейги С., Таловина И.В., Илалова Р.К., Дурягина А.М. Региональное геологическое строение вулканогенно-плутонического пояса Уромие-Дохтар в Центральном Иране // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2018. № S29. С. 17–24]. <https://doi.org/10.25018/0236-1493-2018-17-24>.

Beygi S., Talovina I.V., Krikun N.S., 2021a. Evaluation of Neotectonic Activity within the Urumieh-Dokhtar Volcanic Arc (Iran) Based on the Calculation of Morphotectonic Indices. *Bulletin of Moscow University. Series 5. Geography*, 3, 64–76 (in Russian) [Бейги С., Таловина И.В., Крикун Н.С. Оценка неотектонической активности в центральной части вулканической дуги Уромие-Дохтар на основе расчета морфотектонических индексов // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2021. № 3. С. 64–76].

Beygi S., Talovina I.V., Tadayon M., Nadimi A., 2018b. Tectonics and Mineralization in the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc of Iran. In: V. Litvinenko (Ed.), *Topical Issues of Rational Use of Natural Resources. Proceedings of the XIV International Forum-Contest of Young Researchers* (April 18–20, 2018, Saint Petersburg). CRC Press, USA, p. 9–16.

Beygi S., Talovina I.V., Tadayon M., Pour A.B., 2021b. Alteration and Structural Features Mapping in Kacho-Mesqal Zone, Central Iran Using Aster Remote Sensing Data for Porphyry Copper Exploration. *International Journal of Image and Data Fusion* 12 (2), 155–175. <https://doi.org/10.1080/19479832.2020.1838628>.

Chiu H.Y., Chung S.L., Zarrinkoub M.H., Melkonyan R., Pang K.N., Lee H.Y., Wang K.L., Mohammadi S.S., Khatib M.M., 2017. Zircon Hf Isotopic Constraints on Magmatic and Tectonic Evolution in Iran: Implications for Crustal Growth in the Tethyan Orogenic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 145, 652–669. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.06.011>.

Frost B.R., Frost C.D., 1969. A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. *Journal of Petrology* 49 (11), 1955–1969. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn054>.

Gzovsky M.V., 1975. *Fundamentals of Tectonophysics*. Nauka, Moscow, 536 p. (in Russian) [Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.].

Hansen J., Skjerlie K.P., Pedersen R.B., De La Rosa J., 2002. Crustal Melting in the Lower Parts of Island Arcs: An Example from the Bremanger Granitoid Complex, West Norwegian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 316–335. <https://doi.org/10.1007/s00410-001-0342-5>.

Krivtsov A.I., 1983. *Fundamentals of Geological Prediction and Search for Porphyry Copper Deposits*. Nedra, Moscow, 256 p. (in Russian) [Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М: Недра, 1983. 256 с.].

Krivtsov A.I., Migachev I.F., Popov V.S., 1986. Porphyry Copper Deposits of the World. Nedra, Moscow, 236 p. (in Russian) [Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфиновые месторождения мира. М.: Недра, 1986. 236 с.].

Le Bas M.J., Streckeisen A.L., 1991. The IUGS Systematics of Igneous Rocks. *Journal of the Geological Society* 148 (5), 825–833. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.5.0825>.

Nogol-Sadat M.A.A., 1985. Transpressional Structures in Iran. Results of Structural Analysis of Qom Region. *Geological Surveying of Iran, Report* 55.

Parfenov L.M., Berzin N.A., Khanchuk A.I., Badarch G., Belichenko V.G., Bulgatov A.N., Dril S.I., Kirillova G.L. et al., 2003. Model of the Formation of Orogenic Belts in Central and North-East Asia. *Pacific Geology* 22 (6), 7–41 (in Russian) [Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41].

Pearce J.A., 1983. Role of Subcontinental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins. In: C.J. Hawkesworth, M.J. Norry (Eds), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, p. 230–249.

Richards J.P., 2005. Cumulative Factors in the Generation of Giant Calc-Alkaline Porphyry Cu Deposits. In: T.M. Porter (Ed.), *Super Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global Perspective*. Vol. 1. PGC Publishing, Adelaide, 7–25.

Richards J.P., Sholeh A., 2016. The Tethyan Tectonic History and Cu-Au Metallogeny of Iran. In: J.P. Richards (Ed.), *Tectonics and Metallogeny of the Tethyan Orogenic Belt*. Society of Economic Geologists Special Publication 19, 193–212. DOI:10.5382/SP.19.07.

Richards J.P., Spell T., Rameh E., Raziq A., Fletcher T., 2012. High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, High Magmatic Water Content, and Porphyry Cu±Mo±Au Potential: Examples from the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology* 107 (2), 295–332. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>.

Salvini F., 1998. Daisy 5.38 Software: The Structural Data Integrated System Analyser. Roma Tre University.

Sarjoughian F., Kananian A., 2017. Zircon U-Pb Geochronology and Emplacement History of Intrusive Rocks in the Ardestan Section, Central Iran. *Geologica Acta* 15 (1), 25–36. DOI:10.1344/GeologicaActa2017.15.1.3.

Sayari M., Sharifi M., Manesh S.M.T., Ahmadian J., 2015. Evaluating Physicochemical Conditions of Miocene–Pliocene Volcanic Rocks in the Middle Part of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc. *Arabian Journal of Geosciences* 8, 9501–9516. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-1856-x>.

Shafiei B., Haschke M., Shahabpour J., 2009. Recycling of Orogenic Arc Crust Triggers Porphyry Cu Mineralization in Kerman Cenozoic Arc Rocks, South-Eastern Iran. *Mineralium Deposita* 44, 265–283. <https://doi.org/10.1007/s00126-008-0216-0>.

Shahabpour J., 2005. Tectonic Evolution of the Orogenic Belt in the Region Located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24 (4), 405–417. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.11.007>.

Sillitoe R.H., 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology* 105 (1), 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>.

Zarasvandi A., Liaghat S., Zentilli M., 2005. Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad Porphyry Copper Deposits, Central Iran. *International Geology Review* 47 (6), 620–646. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.6.620>.