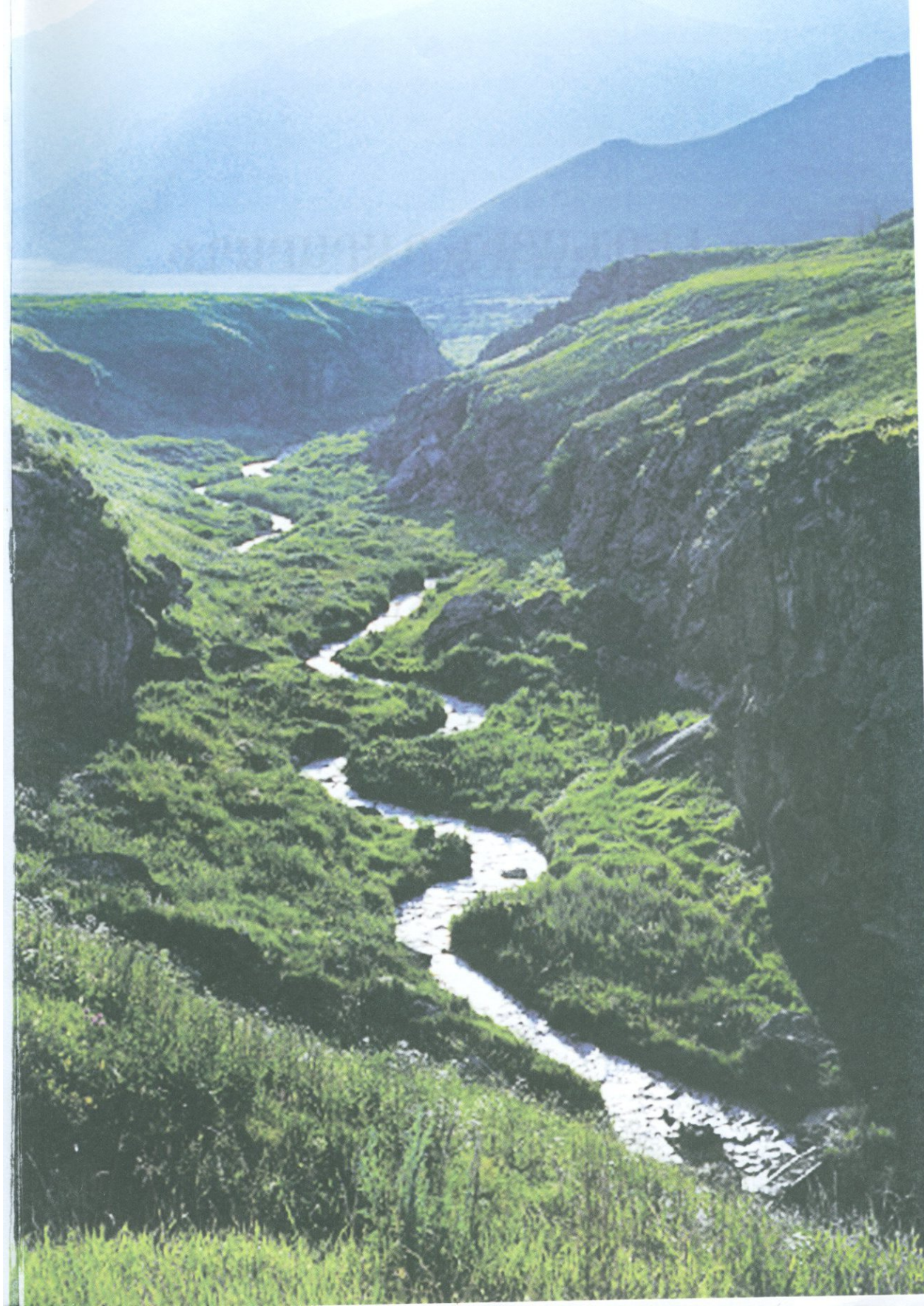


**ГЕОЛОГИЯ
И МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ
НАГОРНО-КАРАБАХСКОЙ
РЕСПУБЛИКИ**



ԼԵՌՆԱՅԻՆ ՂԱՐԱԲԱՂԻ
ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ
ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ
ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՊԱՇԱՐՆԵՐԸ



Երևան-Ստեփանակերտ 2011

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ НАГОРНО-КАРАБАХСКОЙ РЕСПУБЛИКИ



Ереван-Степанакерт 2011



УДК 55 (479.25)
ББК 26.3(2 Ар)
Г 360

Книга издана по решению Ученого совета Института геологических наук Национальной академии наук Республики Армения по инициативе иностранного члена НАН РА, профессора Г. А. Габриелянца.

Под редакцией:
академика НАН Армении,
док. г. -м. н. Р. Т. Джрбашяна,
иностранного члена НАН Армении,
док. г. -м. н. Г. А. Габриелянца

Авторы: Г. А. Габриелянц, Р. Т. Джрбашян,
член-корр. НАН Арм. Р. Л. Мелконян, д. н. Р. А. Мандалян,
к. н. А. В. Варданян, к. н. Г. Л. Галоян, к. н. Г. У. Мелик-Адамян,
к. н. А. Х. Мнацаканян, д. н. В. В. Пайразян, к. н. В. С. Сафарян,
к. н. Э. С. Халатян, к. н. Х. В. Хачанов, к. н. Г. В. Шагинян

Геология и минеральные ресурсы Нагорно-Карабахской Республики/
Г 360 Г. А. Габриелянц, Р. Т. Джрбашян, Р. Л. Мелконян и др.; Ред.: Р. Т. Джрбашян,
Г. А. Габриелянц. – Ер.: Изд.-во «Зангак-97», 2011. – 288 с.

В книге обобщены результаты многолетних исследований, проведенных различными авторами по широкому кругу вопросов, связанных с особенностями геологического строения территории Нагорно-Карабахской Республики (геоморфология, стратиграфия, тектоника, магматизм, гидрогеология). Анализ значительного объема литературных данных, дополненных результатами геологических исследований последних лет, позволил в свете современных научных представлений рассмотреть целый ряд вопросов как практического, так и теоретического характера.

В специальных разделах приведена более детальная характеристика минеральных ресурсов Арцаха по главным рудным районам. Обобщены данные по типам металлических и неметаллических рудных формаций, по степени изученности различных типов месторождений и проявлений минерального сырья, по утвержденным и перспективным ресурсам конкретных месторождений.

В работе рассмотрены характеристики пресных и минеральных вод, а также дано краткое описание возможной нефтегазоносности восточной предгорной зоны Нагорно-Карабахской Республики.

Книга иллюстрирована картами, схемами, фотографиями и представляет интерес для широкого круга геологов, научных работников, студентов, а также потенциальных инвесторов.

Таблиц — 43, иллюстраций — 51, библиография — 356 названий.

УДК 55 (479.25)
ББК 26.3(2 Ар)

ISBN 978-99941-1-870-0

© Г. А. Габриелянц, Р. Т. Джрбашян,
Р. Л. Мелконян и др., 2011
© Изд.-во «Зангак-97», 2011

СОДЕРЖАНИЕ

Введение <i>Г. Габриэлянци, Р. Джрбашян</i>	7
1. Обзор геолого-географической изученности территории НКР и прилегающих областей <i>Г. Мелик-Адамян, Х. Хачанов</i>	9
1.1. Морфологические особенности рельефа <i>В. Сафарян</i>	15
2. Геологический очерк <i>Р. Джрбашян, Г. Габриэлянци</i>	20
2.1. Краткий обзор тектонического строения	20
2.2. Стратиграфия	27
Мезозой	
2.2.1. Юра <i>Р. Мандалян</i>	27
2.2.2. Нижний мел <i>Р. Мандалян</i>	35
2.2.3. Верхний мел <i>Г. Мелик-Адамян</i>	40
Кайнозой <i>Г. Мелик-Адамян</i>	51
2.2.4. Палеоцен	52
2.2.5. Эоцен	55
2.2.6. Оligоцен	63
2.2.7. Неоген	66
2.2.8. Четвертичная система	70
2.3. Магматические формации	71
2.3.1. Мезозойские вулканические формации <i>Р. Джрбашян, А. Мнацаканян</i>	71
2.3.2. Кайнозойские вулканические формации <i>Р. Джрбашян</i>	88
2.3.3. Мезо-кайнозойские гранитоидные формации <i>Р. Мелконян, А. Варданян</i>	90
2.3.4. Офиолитовая ассоциация <i>Г. Галоян, Р. Мелконян</i>	99
3. Полезные ископаемые	113
3.1. Металлические полезные ископаемые <i>Р. Мелконян, Х. Хачанов</i>	113
3.1.1. Мехманинский рудный район	118
3.1.2. Мартуни – Гадрутский рудный район	140
3.1.3. Кашадаг – Шушинский рудный район	142
3.1.4. Карвачарский рудный район	146
3.1.5. Кавсаканский рудный район	156

3.2. Неметаллические полезные ископаемые	
<i>Х. Хачанов, Р. Мандалян</i>	158
3.2.1. Исландский шпат	158
3.2.2. Барит и природные пигменты	168
3.2.3. Глинистое сырье	169
3.2.4. Гипс, ангидрит и гажга (глиногипс)	180
3.2.5. Карбонатное сырье	182
3.2.6. Облицовочные и строительные камни	184
3.2.7. Поделочные и полудрагоценные камни	198
3.3. Углеродородное сырье <i>Г. Габриэлянци</i>	202
3.3.1. Каменный уголь <i>Х. Хачанов</i>	203
3.3.2. К проблеме нефтегазоносности восточной предгорной зоны НКР <i>Г. Габриэлянци, В. Пайразян</i>	206
4. Гидрогеология	221
4.1. Пресные подземные воды <i>Х. Хачанов, Г. Шагинян</i>	221
4.1.1. Гидрография	221
4.1.2. Гидрогеологические условия территории НКР	223
4.1.3. Водоснабжение гор. Степанакерта пресными подземными водами долины р. Каркар	224
4.1.4. Пресные подземные воды для водоснабжения гор. Шуши	226
4.1.5. Пресные подземные воды Мартунинского района	228
4.1.6. Пресные подземные воды города Мартакерта	229
4.1.7. Пресные подземные воды города Гадрута	230
4.2. Минеральные воды <i>Э. Халатян, Х. Хачанов, Г. Шагинян</i>	231
4.2.1. Ттуджур–Ширланская гидрогеохимическая зона	231
4.2.2. Источники Туми и Тогских минеральных вод	235
4.2.3. Джермаджур–Карвачарская гидрогеохимическая зона	236
4.2.4. Ак–Ерикская гидрогеохимическая зона	239
4.2.5. Перспективы использования гидроминеральных ресурсов	240
5. Сводная таблица (<i>сведения о полезных ископаемых</i>) <i>Х. Хачанов</i>	242
Список использованной литературы	267

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая книга посвящена описанию геологического строения и главным образом характеристике минеральных ресурсов Нагорно-Карабахской Республики (НКР). Приведенная в книге информация базируется на геологических материалах регионально-геологических исследований, а также поисковых и геологоразведочных работ, проведенных на изучаемой территории в течение последних 20-ти лет. Результаты этого обобщения дополнены анализом большого объема опубликованных за последние 150 лет литературных источников, касающихся различных аспектов геологии региона. Авторы искренне благодарны предшествующим исследователям, которые в течение длительного времени проводили геологоразведочные работы по изучению геологического строения и поиску полезных ископаемых на территории Карабаха.

При описании характерных черт геологического строения изучаемого региона авторы нередко осознанно выходили за границы описываемой территории, понимая что геологические границы, сформированные много миллионов лет тому назад, не всегда совпадают с государственными, а достоверно описать часть геологического объекта можно только после полноценного изучения. Подобный подход позволил в современном свете отразить особенности геологического строения региона. При этом авторы не ставили задачу критического осмысления теоретических идей предшествующих исследователей. Главное — объективно отразить современное представление о геологическом строении региона и поставить акценты на наличие широкого спектра металлических и неметаллических (в сводной таблице приведены сведения по 294 месторождениям или проявлениям, включая гидрогеологические объекты и строительные материалы) полезных ископаемых.

Знание о глубинном строении недр и минеральных ресурсов собственной страны не только признак цивилизованности народа, проживающего на этой земле, но и база существенного развития экономики республики на основе интенсивного потребления собственных природных ресурсов.

Минерально-сырьевая база Нагорно-Карабахской Республики должна стать объектом целенаправленного изучения и при ее рациональном использовании безусловно может способствовать укреплению экономического потенциала республики. Уместно заметить, что первые шаги в этом направлении уже стали реальностью. Освоение и эксплуатация Дрмбонского месторождения, некоторых месторождений строительных материалов и др. приносят положительные результаты.

Общий план предлагаемой книги построен в основном так же как у хорошо апробированных многотомных монографий, например, «Геология СССР», описывающих геологию и полезные ископаемые союзных республик. На основе краткого описания геолого-геофизической изученности, стратиграфии, вулканических и интрузивных формаций, тектонического строения дается характеристика металлических, неметаллических полезных ископаемых, углеводородного сырья, пресных и минеральных подземных вод. Наряду с этим, в работе приведены уместные в геологическом обзоре интересные сведения о большом разнообразии природного мира и географических факторов, а также об отдельных уникальных археологических памятниках этого благодатного края, именуемого «Арцах». Края, который на протяжении веков привлекал внимание как работников-агрессоров, так и многих известных армянских, русских, азербайджанских и европейских ученых-естествоиспытателей, геологов, археологов, этнографов, историков. Края, где испокон веков жил мужественный, трудолюбивый и свободолюбивый армянский народ.

Авторы считают своим приятным долгом выразить признательность сотрудникам Института геологических наук НАН Армении к. н. Х. Меликсетяну, Г. Навасардяну и С. Аракелянцу за активное содействие в процессе подготовки рукописи к изданию.

Глава 1

ОБЗОР ГЕОЛОГО–ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ НКР И ПРИЛЕГАЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ

Территория Нагорно–Карабахской Республики (часть исторического Арцаха) занимает юго–восточные горные и предгорные области Южного Кавказа. С орографической и геоморфологической точек зрения она слагает северо–восточную часть обширного Армянского нагорья (Габриелян, 2000: Зограбян, 1979).

В орографическом отношении территория НКР охватывает Арцахский (Карабахский) хребет и его отроги, значительную часть Карабахского плоскогорья, восточные отроги Мравасарского (Мровдагского) хребта, и представляет собой типично горную страну с гипсометрическими отметками от 500 до 3000 м: только на крайнем юго–востоке высоты снижаются до 100 м (рис. 1.1).

Согласно новой схеме физико–географического районирования по внутренним различиям природных условий (рельефа, климата и ландшафтов), территория современной НКР, известная под названием Арцахская провинция, подразделяется на две большие подпровинции: Тартар–Варандскую (бассейн р. Кура) и Кашатаг–Дизапайтскую, в бассейне р. Аракс (Назарян, 2005).

Природные богатства территории НКР были хорошо известны автохтонному населению и использовались с незапамятных времен. Имеющиеся археологические данные убедительно доказывают, что на протяжении огромного отрезка времени (нижний палеолит, доиндустриальный период) Нагорный Карабах в масштабах как Армянского нагорья, так и обширного Переднеазиатско–Иранского сегмента, в целом, был одним из ключевых центров древней каменной и металлургической культуры.

Среди палеолитических памятников НКР исключительное место занимает Азохская («Азох» в переводе с древнеармянского означает «неспелый, кислый виноград») многослойная палеолитическая (олдувей, ашель, мустье) стоянка на окраине одноименного армянского села Гадрутского района. Эта сквозная карстовая пещера, образованная в верхнеюрских (титонских) известняках, была хорошо известна населению Арцаха еще в средние века под названием Азохская или Ворованская пещера (фото 1). Палеолитическая культура пещеры впервые была обнаружена азербайджанским ученым М. М. Гусейновым в начале 60–х гг. XX века. По сведениям Ш. Мкртчяна (1988), Азохскую пещеру в 1979 посетил также



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- | | | | | | | | | | | | | | |
|---|--|---|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|
| 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | | 7 | |
| 8 | | 9 | | 10 | | 11 | | 12 | | 13 | | 14 | |

Рис. 1.1. Орографическая карта Нагорного Карабах [Атлас Нагорно-Карабахской Республики, 2009]

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: **Скалчато-глыбовые горы:** 1 – высокие (выше 2500м); 2 – средневысотные (1500–2500 м); 3 – низкие (ниже 1500м); **Вулканические горы:** 4 – крупные щитовидные горные массивы; 5 – привершинные высокогорные плато; 6 – средневысотные и низкогорные плато; 7 – крупные конусы и купола; 8 – шлаковые и лавовые конусы; **Межгорные котловины:** 9 – плоские, слабодисселированные; 10 – сбонаклонные, среднерасчлененные; 11 – аккумулятивные равнины; 12 – отметки высот над уровнем моря; 13 – перевалы; 14 – антецедентные долины. **Цифрами на карте обозначены котловины:** 1 – Сирикская; 2 – Ишханагетская; 3 – Врандинская; 4 – Хонашенская; 5 – Степанакертская; 6 – Мартакертская; 7 – Сарсангская; 8 – Карвачарская; 9 – Хаченская.

известный французский палеоантрополог, профессор Анри де Люмлейн, а в 1970 — индийский профессор Гуптан. В. Гладилин и В. Панов (1986) отмечают Азохскую пещеру среди 9 известных доашельских палеолитических памятников с галечной культурой — пещер Валлоне в южной Франции, Убейдия в Израиле, Кульдара в Таджикистане, Королево в Закарпатье и др.

На основе комплексных исследований культурных слоев Азохской пещеры известный палеогеограф проф. А. А. Величко (1980, с. 12) отмечает: *«Таким образом, Азых является пока единственной в мире пещерной стоянкой, где в одном разрезе зафиксировано несколько уровней обитания, охватывающих огромный отрезок первобытной истории человечества, начиная с культуры галек (около 1 млн лет назад) и вплоть до начала мустье (около 60–70 тыс. лет назад). Хронологически наиболее ранние культурные слои сопоставимы лишь с пещерной стоянкой Валлоне на средиземноморском побережье Франции, абсолютный возраст которой оценивается в 0, 9–0, 95 млн. лет».*

История изучения материальной культуры энеолита, а также бронзового века на территории Нагорного Карабаха начиная с 1892 г., связана с именем преподавателя

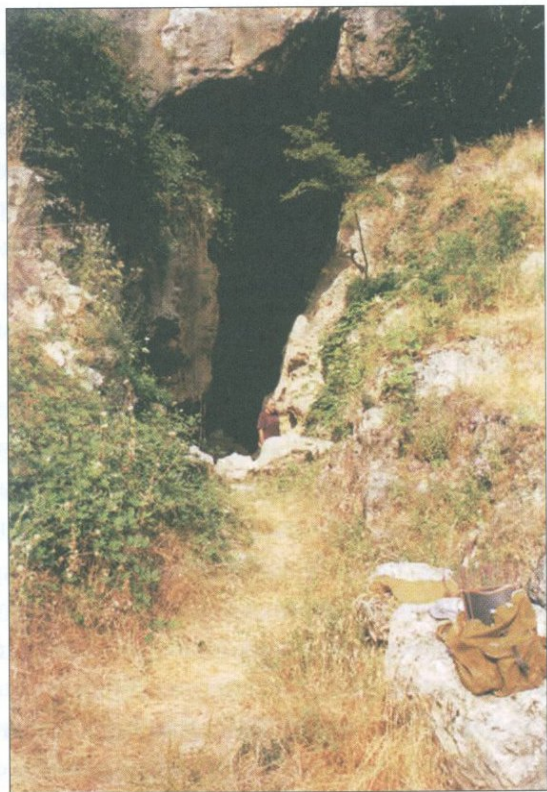


Фото 1. Устье в Азохскую пещеру, образованную в верхнеюрских известняках

немецкого языка Шушинской реальной школы Эмиля Реслера. Археологические достижения Э. Реслера были настолько значительны и интересны, что его статьи печатались в журнале «*Zeitschrift fur Ethnologie*» Берлинского антропологического общества, действительным членом которого он состоял (Кушнарера, 1954).

Интересно высказывание знаменитого английского археолога Гордона Чайлда (1892–1957 г.), который отмечает, что колыбелью металлургии можно считать территорию Закавказья, в частности, историческую Армению. «*Египтяне, несомненно, технику обработки меди переняли из Междуречья, вероятно, у арменоидных племен, которые появились в Нижнем Египте еще в прединастическое время. Возможно также, что арменоиды получали медь из рудников, находящихся более севернее, в горах современной Армении*» (Сейранян, 1986).

Данное высказывание созвучно мнению профессора Фрайбергской горной академии Бернарда Неймана, утверждавшего, что первые изделия из железа появились у народов, населявших Армянское нагорье (Фигуровский, 1974). Богатые меднорудные районы Закавказья, в том числе Кедабекский, Нагорно-Карабахский и Зангезурский, имели исключительное значение для широкого развития культуры бронзового века Закавказья (Пиотровский, 1948).

Самое раннее письменное упоминание о территории современной НКР и прилегающих регионов, согласно клинописной надписи урартийского царя Сардура II (735–713 гг. до н. э.), относится к VIII в. до н. э. По мнению академика Г. А. Капанцяна, Г. А. Меликишвили и др. исследователей, именно к этому урартийскому топониму и восходит ранне-средневековое армянское название *Арцах* — территории, охватывающей значительную часть междуречья р. Куры и Аракса (Карагезян, 1988). Наиболее ранние сведения о природе этого региона приводятся также у древнегреческого историка и географа Страбона (64 до н.э.–24 н.э.), который упоминает Арцах под названием Орхистена.

Армянские хроники оставили также интересные сведения о землетрясениях в Арцахе и Утике. К их числу можно причислить описание одного из сильнейших землетрясений исторической Армении, произошедшего в 1139 г. в районе города Гандзак. Армянский историк 12 века Киракос Гандзакец (1976, с. 95) повествует: «*В 1139 г. было ужасное землетрясение, и разрушился город Гандзак*». Об этом землетрясении имеются также сведения других армянских летописцев средневековья — Самуеля Анеци, Мхитара Айриванеци и арабского хроника Ибн-ал-Асира (Барсегян, 1995; Карапетян, 2004). В современной интерпретации магнитуда его равна 7,1 (Хачиян, 2001) или 7,5 (Трифонов, Караханян, 2004).

Интересные и разносторонние сведения о животном мире как всего Кавказского региона, так и территории Карабаха приведены в многочисленных работах целого ряда исследователей первой половины 20-го века: К. А. Сатунина (млекопитающие,

птицы, зоогеография), Н. Я. Динника (млекопитающие), А. М. Никольского (пресмыкающиеся и земноводные), Б. С. Виноградова (грызуны), Н. К. Верещагина (млекопитающие), К. М. Гамбарова (птицы), А. П. Кузякина (летучие мыши) и др. (Физическая география Азербайджана, 1945: Верещагин, 1959: Мелик-Адамян, 2003).

Ботанические, климатологические и почвенные исследования территории Арцаха в первой половине 20-го века связаны с именами выдающихся исследователей Кавказа, профессоров Н. И. Кузнецова, А. А. Гроссгейна, А. Г. Долуханова, Д. И. Сосновского, П. Д. Ярошенко (геоботаника), Я. С. Медведева (леса и кустарники), В. П. Смирнова-Логинова, С. А. Захарова (почвоведение), В. И. Оленова (курортология), И. В. Фигуровского (климатология) и др. (Фигуровский, 1939: Физическая география Закавказья, 1986).

В частности, И. В. Фигуровским (1939) на основе многолетних климатологических наблюдений впервые приведено климатологическое районирование территории НКАО с выделением нескольких зон: 1) умеренно-теплого климата — примерно до высоты 1000м: 2) умеренно-холодного климата — от 1000 до 2000м: 3) холодного климата — выше 2000м. Во вторую зону вышеуказанный автор включает г. Шуши (1403 м) и его окрестности, богатые целебными минеральными водами и являющиеся приблизительными природно-климатическими аналогами всемирно известных курортов Кисловодск, Абастумани, а также Давос (Швейцария).

В начале XIX века в связи с интенсивным ростом промышленности в России возникла острая необходимость в разработке полезных ископаемых, в т. ч. и в Закавказском регионе, отдельные земли которого с 1801 по 1828 гг. постепенно присоединялись к Российской империи. Для этих целей с 1799 г. в Закавказье организуется т. н. Грузинская горная экспедиция под руководством вице-президента берг-коллегии знаменитого минеролога и химика А. А. Мусина-Пушкина (1760–1805 гг.) (Тихомиров, 1953).

Исключительное значение для познания геологического строения территории Нагорного Карабаха имеют исследования выдающегося геолога, «отца» геологии Кавказа, действительного члена Российской академии наук Германа Вильгельмовича А б и х а (G. Abich, 1806–1886 гг.). Научная деятельность академика Г. Абиха на Кавказе была чрезвычайно разносторонней и плодотворной. В течение более чем 30-ти лет им были проведены обширные исследования в области региональной геологии, стратиграфии, палеонтологии, геоморфологии и тектоники различных регионов Большого Кавказа, Армянского нагорья и части Ирана. Первое ознакомление ученого с геологией Карабаха состоялось в 1849 г. и ограничилось северной ее частью — бассейном р. Тартар.

Кроме обстоятельного геологического описания он с восхищением отзывался об архитектуре Дадиванкского монастырского комплекса (1214г.), не забы-

вая при этом указывать петрографический характер слагающих его пород, «но самый замечательный памятник во всей этой области представляется в боковом ущелье Тертера — это маленький, но хорошо сохранившийся монастырь древнеармянской архитектуры из мелкозернистого габбро» (Абих, 1873, с. 63). Второй раз Г. Абих обследовал район Карабаха в конце 50-х XIX века по маршруту Ереван — Нахичеван — Горис — Бердзор — Шуши — с. Вазгенашен — низовья р. Тартар — Евлах — Тбилиси. Результаты этой экспедиции приведены в его фундаментальном труде «Продромус» (Abich, 1859). При этом основной акцент сделан на подробном описании и последующей биостратиграфической интерпретации собранной им ископаемой фауны беспозвоночных из мезозойских известняков. Примечательно, что известный немецкий палеонтолог Д. Антуле, наряду с другими ископаемыми формами беспозвоночных из коллекций Г. Абиха, собранных из верхнемеловых отложений карабахского плато, описал новый вид моллюска *Actaeonella (Volvulinella) armeniaca*, названный в честь автохтонного армянского народа, издревне населяющего данный регион (Рентгартен, 1959).

Особый интерес представляют сведения «о продуктах арцахской земли», изложенные в книге «Арцах» епископа Маркара Бархударяна (Бархударян, 2009). В работе, опубликованной более 100 лет тому назад (1895) приведены сведения о местоположении рудников золота, серебра, 9-ти медных копий, а также сведения о залежах свинца, цинка, каменного угля, железа и строительного камня. Все эти сведения явились достаточным ориентиром для исследователей, проводивших дальнейшие поисковые работы.

Крупный вклад в изучение природы Карабаха внес член-корреспондент Петербургской академии наук, основатель и первый директор Кавказского музея в Тбилиси, немец по национальности, Густав Иванович Радде (Gustav Radde, 1831–1903гг). Большой знаток природы Кавказа, ботаник, зоолог и этнограф Г. Радде в 1890г. приступил к комплексному исследованию одного из относительно малоизученных участков Армянского нагорья — Карабаха, по маршруту Тбилиси — Евлах — басс. р. Тартар — с. Иванаян — Шуши — с. Туми — с. Хандзадзор — Джракн и далее вверх по течению р. Аракс. В этой экспедиции немецкого ученого сопровождал геолог И. Валентин (Мазурнович, 1960: Мелик-Адамян, 2003: Raldde, 1890: Valentin, 1891). Первое петрографическое описание коллекций горных пород, собранных Г. Радде и И. Валентином на территории Карабаха, было проведено известным петрографом Карлом Тостом. По его определениям, в северном Карабахе преобладают серпентиниты, габбро, роговообманковые гнейсы и кварцевые порфиры, в центральном — диабазы, а в южной части Карабаха, кроме диабазов, появляются диориты и порфириты. (Thost, 1890).

В начале 20-го века намечается резкий рост в систематическом изучении геологии Карабаха. В первой половине прошлого столетия многие вопросы геологического и тектонического строения, металлогении, петрографии, палеонтологии, стратиграфии, геологического картирования и сейсмологии части территории Елизаветпольской губернии (НКР, Дашкесанский и Кедабекский районы) освещались в статьях и монографиях А. Г. Эрна, Е. С. Федорова, А. П. Карпинского, Н. С. Успенского, Ф. Ф. Освальда, А. С. Гинзберга, В. В. Богачева, С. Константинова, О. Т. Карапетяна, Д. Л. Оттенберга, П. Бонне и П. П. Гамбаряна, П. Н. Чирвинского, К. Н. Паффенгольца, Г. Багратуни, Б. А. Кантора. В последующие годы различные аспекты геологии территории Карабаха рассматривались в работах М-А. Кашкая, Н. В. Малиновского, А. Н. Соловкина, В. Г. Грушевого, В. Е. Хаина, И. В. Барканова, А. А. Али-Заде, Г. Ф. Эфендиева, М. М. Алиева, М. Д. Заири, Ш. Р. Азизбекова, В. П. Рентгартена, В. И. Славина, Л. Н. Леонтьева, Р. Н. Абдуллаева, Э. Ш. Шихалибейли, Е. Е. Милановского, П. П. Цамеряна, А. И. Адамьяна, С. П. Бальяна, Д. П. Исаханяна, А. А. Габриеляна, А. С. Остроумовой и др. (Геология СССР, т. 10, Закавказье, ч. 1, 1941, ч. 2, 1944; Геология Азербайджана, 1952; Наука в Советской Армении, 1974).

Исследования, осуществленные в советское время в соответствии с действующими государственными программами за счет федерального бюджета, позволили создать достаточно четкое представление о стратиграфии базовых разрезов, о региональном тектоническом строении и наиболее распространенных полезных ископаемых. Осуществленные исследования по большинству геологических объектов нельзя считать завершенными. Они требуют дальнейшего геологического осмысливания и проведения дополнительных исследований. Работы, выполненные за последние 20 лет, позволили в определенной степени уточнить многие ранние представления и выявить новые проявления полезных ископаемых. Современные сведения о всех выявленных месторождениях и большинстве представляющих практический интерес, а также о проявлениях полезных ископаемых изложены в главе «Полезные ископаемые» настоящей книги.

1.1. Морфологические особенности рельефа НКР

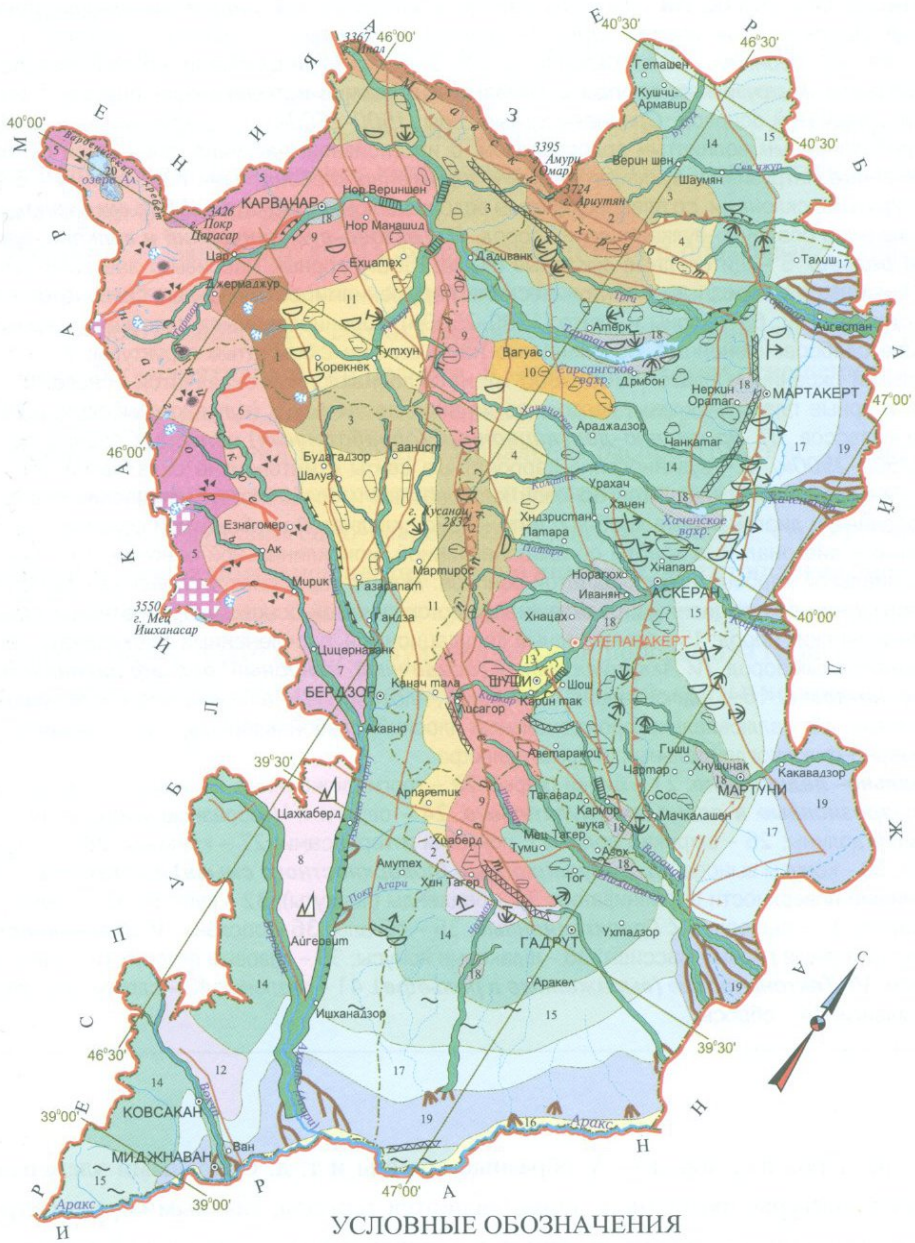
Рельеф территории НКР характеризуется сложным строением. Наличие высоких горных хребтов, обширных вулканических нагорий и глубоких межгорных долин и впадин обуславливает резкую расчлененность рельефа горного характера. 82% территории НКР занято горами и высокими плато, и лишь 18 % занимают низменности (Габриелян, 2000). Горы представлены структурно-эрозион-

ными, семиаридно–денудационными, тектоно–вулканическими и эрозионно–вулканическими хребтами, отрогами, щитовидными массивами и плато. Для северо–западной части региона характерно кулисообразное расположение структур, имеющих субширотное и широтное (Мравасарский хребет) простирание, а для юго–восточной — общекавказское (Карабахский хребет) (рис. 1.2).

В рельефе отчетливо выделяются 3 крупные орографические единицы: Сюникское вулканическое нагорье, Мравасарский и Карабахский хребты, которые своими морфологическими свойствами, характером современных рельефообразующих экзогенных и эндогенных процессов и морфологическими показателями делятся на три морфологических пояса — *высокие, средне–высокие и низкие горы*. К ним примыкают наклонные аккумулятивные равнины долин рек Куры и Аракса (Зограбян, 1979; Кулиев, 1979).

Высокие горы. Пояс высоких гор распространяется выше 2500 м. и занимает почти все Сюникское вулканическое нагорье, осевую часть Мравасарского хребта, а также привершинные участки Карабахского хребта (участки Большого Кирса, Кусанац и Мхатинских гор). Пояс расчленен глубокими эрозионными долинами на отдельные участки. Он в основном занимает участки четвертичного оледенения, где в процессе формирования современного рельефа большую роль сыграли ледниковая экзарация и аккумуляция, а рельефообразующая роль последниковых экзогенных процессов привела к преобразованию ледниковых форм рельефа. Здесь выпадают до 900 мм осадков, большая часть в виде снега. Основными элементами рельефа являются скалистые остроконечные и куполообразные вершины складчато–глыбовых гор, плато с холмисто–волнистой поверхностью, ледниковые цирки, кары и трюги. Пояс высоких гор выделяется также эрозионными формами рельефа — водосборными воронками и V–образными глубокими долинами.

Средне–высокие горы. Пояс средне–высоких гор включает высоты 1500–2000 м и занимает около 30% территории НКР. Он охватывает пологие склоны Сюникского вулканического нагорья, склоны Мравасарского и Карабахского хребтов и часть их отрогов, верхние течения долин и т. д. Различие уровней верхних и нижних границ пояса в разных частях региона обусловлено географическим положением, климатическими условиями и экспозицией склонов. Формирование морфоскульптуры пояса в основном связано с эрозионным фактором, а также процессами выветривания и гравитации. Основными ее элементами являются эрозионные долины, эрозионно–денудационные склоны, осложненные водно–аккумулятивными формами рельефа. Широко распространены V–образные, U–образные и широко террасированные долины, узкие теснины, каньоны и т. д. В вулканических районах шире представлены каньоны, на участках с известковыми породами — ущелья, в районах распростра-



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

1	6	11	16	21	26	31	36	41
2	7	12	17	22	27	32	37	42
3	8	13	18	23	28	33	38	43
4	9	14	19	24	29	34	39	
5	10	15	20	25	30	35	40	

Рис. 1.2. Геоморфологическая карта Нагорного Карабаха [Атлас Нагорно-Карабахской Республики, 2009]



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: ТИПЫ РЕЛЬЕФА. I. Структурный эрозионно-денудационный рельеф. Высокие горы (выше 2500м). 1 – нивально-ледниковые сильнорасчлененные, с остроскалистыми гребнями, наклон склонов до 30°; 2 – с крутыми склонами, со слабоволнистым водоразделом. Интрузивные породы с глыбами и осадочно-вулканические породы с интенсивной складчатой основой. *Средневысотные горы (1500–2500м).* 3 – с крутыми склонами, со слаборасчлененным волнистым водоразделом, с интенсивной, частично складчатой основой, осложненные интрузиями, вулканогенными и терригенно-карбонатными породами; 4 – с умеренно-крутыми склонами, со слабоволнистым водоразделом, складчато-глыбовыми структурами интрузивных и осадочно-вулканических пород. **II. Тектоно-вулканический и вулкано-эрозионный рельеф.** 5 – щитовидные высотные (выше 2500м) горные массивы с лавовыми покровами, в основе разнородные, с тектоническими нарушениями, осложненные складчато-глыбовыми структурами; 6 – склоны и плато (1500–2500м), «бронированные» лавовыми покровами, в основе слаборасчлененные, осложненные нарушениями складчатые структуры; 7 – покрытые лавами окраинные плато (1200–1800 м), на слабонаклонной складчатой основе; 8 – литоскульптурные плато и склоны, состоящие из пирокластических (вулкано-глыбовых, рассыпчатых) молассов. **III. Эрозионно-денудационный (обработанный) рельеф. Средневысотные горы (1500–2500м).** 9 – вулканогенно-карбонатные свиты с интенсивно складчатой основой; 10 – с инверсионной складчатой основой карбонатных и осадочно-вулканических пород; 11 – поперечные и диагональные хребты с интенсивно складчатой карбонатной основой; 12 – поперечные и диагональные хребты со слабонаклонной, моноклиальной основой; 13 – плато с моноклиальной карбонатной складчатой основой. *Низкие горы, плато и предгорья (до 1500м).* 14 – эрозионно-денудационный, расчлененный со складчатой основой карбонатных и осадочно-вулканических пород; 15 – семнаридный денудационный, расчлененный со складчатой основой разнородных пород. **IV. Аккумулятивный (осадочный, наносный) рельеф равнин и межгорных котловин.** 16 – аллювиально-пойменный, плоский; 17 – аллювиально-пролювиальный предгорный; 18 – аллювиально-пролювиальный плоский, слабонаклонный; 19 – аллювиальный; 20 – озерно-флювиогляциальный. **Формы рельефа.** **I. Нивально-ледниковые.** 21 – цирки (кары); 22 – трог (ложбинные долины); 23 – морены. **II. Водно-эрозионные и водно-аккумулятивные.** 24 – овраги и V-образные узкие долины; 25 – древние долины; 26 – широкие долины с поймами и террасами; 27 – каньоны; 28 – глубокие ущелья; 29 – конусы выноса. **III. Денудационные (поверхностного смыва) и остаточные.** 30 – древнейшие поверхности выравнивания; 31 – бедленды (леркуты); 32 – куэсты; 33 – «Земляные пирамиды»; 34 – пещеры. **IV. Гравитационные.** 35 – обвалы; 36 – оползни. **V. Вулканические.** 37 – экструзивные горные массивы; 38 – шлаковые конусы; 39 – лавовые потоки; 40 – каменные россыпи. **VI. Тектонические (выраженные в рельефе).** 41 – разломы; 42 – сдвиги; 43 – взбросы и надвиги; 44 – сбросы.

нения разнородных пород — V-образные долины и т. д. Основными элементами морфоскульптуры эрозионных долин являются террасы, главным образом структурные эрозионные и аккумулятивные, в долинах рек отмечаются до 8 террас. Для складчато-глыбовых гор средних высот характерны также водосборные воронки диаметром от ста метров до нескольких километров, которые расчленены V-образными бороздами и оврагами. Элементами морфоскульптуры средне-высоких гор считаются также конусы выноса, которые, соединяясь на низко расположенных южных склонах Мравасарского и западных склонах Карабахского хребта, образуют иногда пролювиально-делювиальные шлейфы в виде наклонных равнин.

Низкие горы. Пояс низкогорного рельефа составляет около 37% территории НКР и охватывает отроги Мравасарского и Карабахского хребтов высотой до 1500м. По характеру рельефообразующих факторов пояс мало чем отличается от пояса средневысоких гор. Здесь речные долины более широкие с четко выраженными террасами и межгорными котловинами, которые характеризуются аккумулятивными формами рельефа.

Равнины — занимают до 21% территории НКР, они опоясывают западную часть Карабахской низменности с юга и с востока, а также прилегающие к Карабахскому хребту западные участки Приараксинской низменности. Здесь распространен аккумулятивный тип рельефа. В морфологическом отношении преобладают слабонаклонные, слабо пересеченные холмистые равнины.

Плато на территории НКР имеют аazonальное распространение. Поверхности их слабонаклонные, слабопересеченные и состоят как из осадочных, так и из вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Шушинское структурно-денудационное моноклиналиное плато сложено киммеридж-титонскими, местами альбскими известняками, Сюникское вулканическое нагорье (Верхнетартарское, Айварское, Акское плато и др.) — вулканическими породами, а Горисское плато — вулканогенно-осадочными породами одноименной свиты верхнеплиоцен-четвертичного возраста.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

2.1. Краткий обзор тектонического строения

Территория Нагорно-Карабахской Республики (НКР) занимает главным образом северо-восточную часть горной области Южного Кавказа, известного в геологической литературе, как Малый Кавказ. Описываемая территория с СВ граничит с Куринской низменностью, а с ЮЗ — с Армянским нагорьем.

В геологическом понимании эта территория представляет собой сложнопостроенное гетерогенно-складчатое сооружение, тяготеющее к южной окраине Закавказского срединного массива (Южно-Кавказская микроплита (Геология Азербайджана, т. 4, Тектоника, 2005), имеющего в основании раздроб-

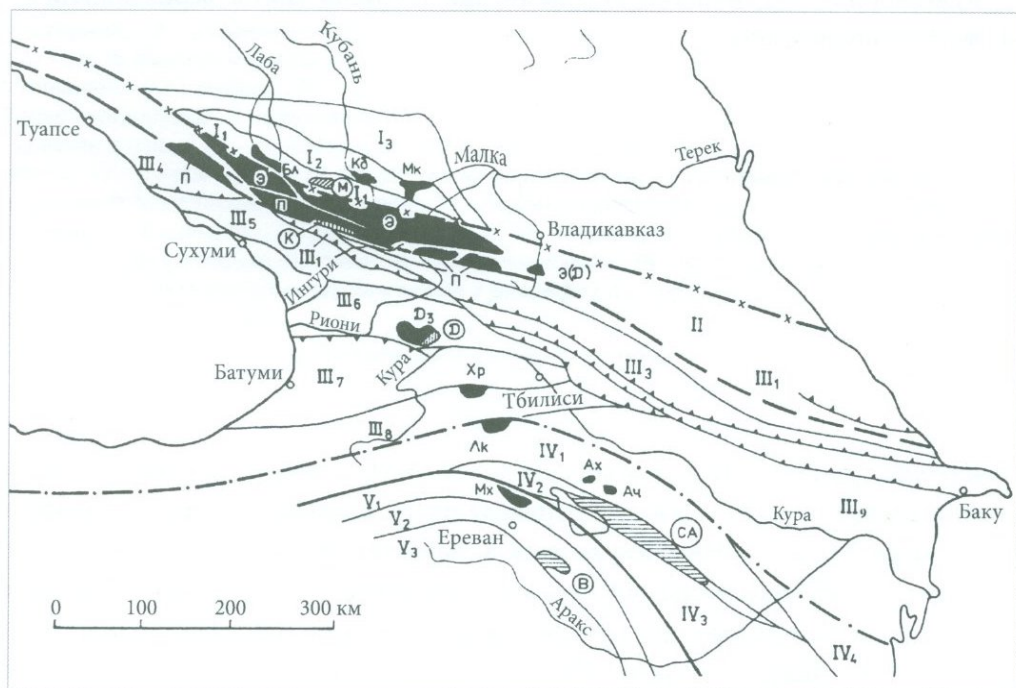


Рис. 2.1. Тектоническое районирование Кавказа на основе террейнового анализа (Гамкрелидзе, Шенгелия, 2005). Ниже указаны структуры IV-го Бейбурт-Севанского террейна — субтеррейны: IV₁ — Сомхито-Карабахский, IV₂ — Севано-Акеринский, IV₃ — Капанский, IV₄ — Талышский

ленный нижнепалеозойский субстрат (Леонтьев, 1949; Милановский, Хаин, 1963; Паффенгольц, 1959). Согласно представлениям Е. Е. Милановского оно выделяется, как Сомхето–Капанская структурно–формационная зона (Милановский, Хаин, 1963). Согласно мобилистическим представлениям глобальной концепции тектоники литосферных плит, Сомхето–Карабахская зона (рис. 2.1) занимает центральный (Кавказский) отрезок Понтийско–Закавказско–Эльбурсской палеоостровной вулканической дуги мезозойского возраста в системе Евразийской активной континентальной окраины (Адамия, Закариадзе, Лордкипанидзе, 1977; Лордкипанидзе, 1980; Мелконян, 1989). В дальнейшем, согласно тектоническому районированию Кавказа в свете концепции террейнового анализа И. П. Гамкрелидзе выделен Бейбурт — Севанский террейн и в его составе с СЗ на ЮВ — Сомхито–Карабахский, Севано–Акеринский и Кафанский субтеррейны (Гамкрелидзе, Шенгелия, 2005). (рис. 2.1).

На СВ Сомхето–Карабахская островная дуга (субтеррейн) граничит с Куринским межгорным прогибом, а на ЮЗ — с Севано–Агаринской зоной (субтеррейном). Последняя, выделенная К. Н. Паффенгольцем (1948) в качестве главного тектонического шва Малого Кавказа, рассматривается как крупная приграничная зона между Евразийской и Ирано–Аравийской континентальными плитами.

Многие вопросы геологического строения, тектоники, глубинного строения, стратиграфии, а также вулканизма и интрузивного магматизма и т. д. указанной области разрабатывались несколькими поколениями геологов — от Г. Абиха, И. Валентина, К. Паффенгольца, А. Соловкина, Л. Леонтьева, В. Рентгартена до исследователей второй половины 20–го века — Ш. Азизбекова, М. Кашкая, Э. Шихалибейли, Р. Абдуллаева, Б. Григоряна, Т. Гасанова, А. Остроумовой, Т. Мамедова, Э. Эффендиевой и др., поэтому ниже приведена краткая информация по геологии региона.

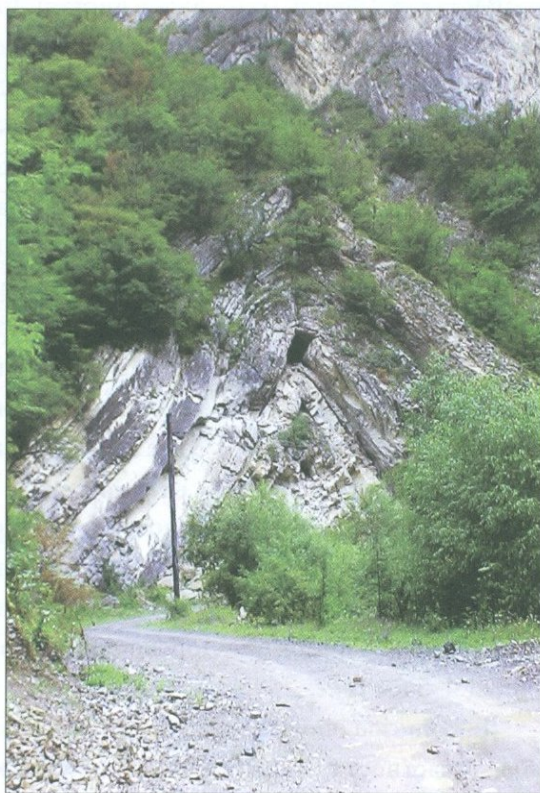


Фото 2. Замок антиклинали, сложенный верхнемеловыми карбонатными отложениями

В пределах НКР в современной структуре Сомхето–Карабахской зоны выделяется ряд линейных, кулисообразно расположенных тектонических элементов северо–западного простирания, среди которых доминирующее положение занимают Сомхето–Карабахский антиклинорий и южнее Севано–Агаринский синклинорий, включающие целый ряд поднятий и прогибов второго порядка (Асланян, 1958; Габриелян, 1959; Геология СССР, т. 17, Армянская ССР, 1972) (*фото 2*).

Сомхето–Карабахский синклиналий на северо–востоке граничит с глубокопогруженным Предмалокавказским (Прикуруинским) прогибом, тогда как Севано–Агаринская зона уже на территории Республики Армения переходит в Капанский субтеррейн и далее раскрывается в Араксинскую впадину. Структурные связи между двумя вышеназванными тектоническими элементами, распространенными на территории НКР и в приграничных зонах, изучены крайне слабо, хотя знания о характере сочленения структурных элементов и их строении имеют принципиальное значение для оценки перспектив нефтегазоносности. Имеющиеся на сегодняшний день данные о характере сочленения Сомхето–Карабахского антиклинория формируются главным образом по сведениям, полученным в результате изучения материалов дистанционного зондирования и научного обобщения, выполненного Институтом геологических наук Армении. На прилагаемой структурной карте (*рис. 2.2*) граница между рассматриваемыми структурными элементами представляется в виде системы тектонических нарушений, группирующихся в зону единого разлома, отделяющего Среднекуруинский прогиб от антиклинория. Приведенные на *рис. 2.2* данные, полученные главным образом на основе дистанционного зондирования, должны быть подтверждены сейсморазведочными исследованиями и параметрическим бурением для определения унаследованности структурных планов и отсутствия межформационных и внутриформационных перерывов. Без указанных материалов трудно судить о глубинном строении описываемой территории.

Характер сочленения Сомхето–Карабахской зоны с Севано–Агаринской выражен достаточно резко в виде системы нарушений, которые трассируются, благодаря хорошей обнаженности этих структурных элементов на территории НКР и Республики Армения. На всем отрезке Сомхето–Карабахской зоны наиболее широким развитием пользуются вулканические, вулканогенно–осадочные и осадочные образования юрско–мелового возраста суммарной мощностью порядка 4–5 км (*рис. 2.3*).

В кайнозой описываемая территория, за исключением небольших его участков, в частности, Карвачарский (Жельбаджарский прогиб), представляла собой область поднятия, поэтому кайнозойские формации пользуются здесь ограниченным распространением. И только в обрамляющих Сомхето–Карабахское под-

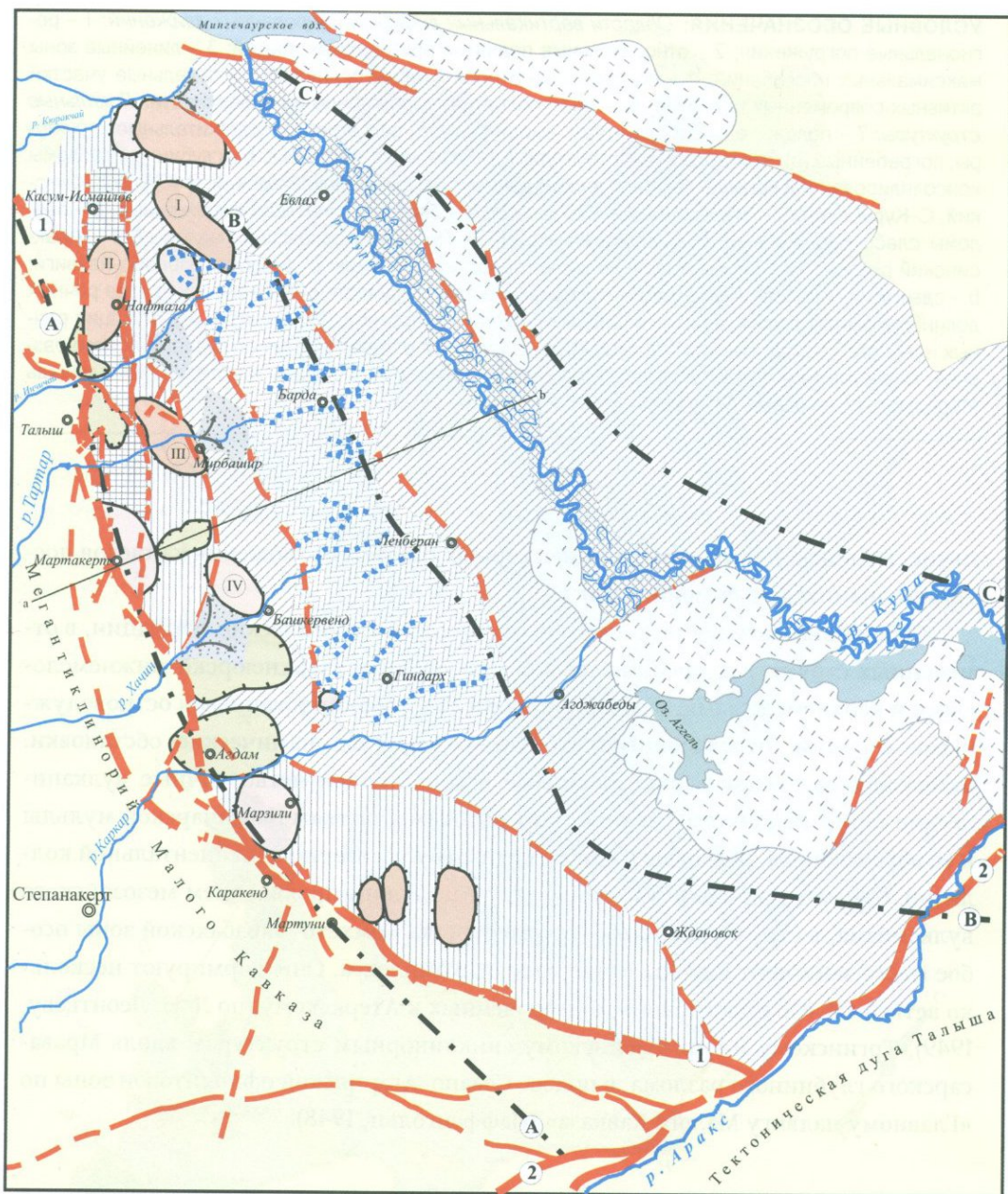


Рис. 2.2. Структурная карта Средне-Куринского прогиба Нагорного Карабаха [Багдасарян и др., 2007]

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: *Области вертикальных дифференцированных движений:* 1 – региональные погружения; 2 – относительные поднятия прибортовых частей; 3 – линейные зоны максимальных прогибаний; 4 – погребенные относительные поднятия; 5 – отдельные участки активных современных поднятий; 6 – горст-поднятие, выраженное на поверхности. *Локальные структуры:* 7 – положительные структуры, выраженные в рельефе (а), положительные структуры, погребенные (б), отрицательные структуры (с). *Разломная тектоника:* 8 – глубинные разломы консолидированной коры по геофизическим данным: А–Предмалокавказский, В–Южно–Куринский, С–Куринский; 9 – тектонические нарушения: а – разломы отчетливо выраженные, б – разломы слабо выраженные и предполагаемые: 1–1 – Предмалокавказский разлом, 2–2 – Араксинский разлом; 10 – кинематические характеристики разломов: а – взбросы, взбросо–надвиги; б – сдвиги; с – сбросы. *Гидрографические элементы:* 11 – участки интенсивных врезов речных долин в пределах равнинной части Средне–Куринского прогиба; 12 – участки аккумуляции речных наносов; 13 – фрагменты подтопленных палеорусел р. Кура. 14 – линия геологического разреза. *Известные нефтяные залежи:* I – площадь Гедакбоз, II – площадь Нафталан, III – площадь Мирбашир, IV – площадь Гюлуджа.

нятие, Куринской и Араксинской межгорных прогибах отложения кайнозоя достигают значительных мощностей.

Собственно магматические главным образом вулканические формации, в отмеченных структурах представлены среднеюрскими, верхнеюрско–нижнемеловыми и верхнемеловыми, в разной степени дифференцированными островодужными сериями, отражающими субдукционные геодинамические обстановки. Кайнозойские–средне–верхнеэоценовые и миоплиоцен–четвертичные вулканические серии тяготеют в основном к отдельным участкам Карвачарской мульды и ее обрамлениям, развиваясь в режиме преимущественно континентальной коллизии. Следует подчеркнуть, что наряду с широким проявлением мезозойского вулканизма, в структурах Карабахского отрезка Сомхето–Карабахской зоны особое место занимают породы офиолитового комплекса. Они формируют несколько ветвей СЗ–ЮВ простирания, приуроченных к Атеркскому (по Л. Н. Леонтьеву, 1949), Тргинскому и Сарыбабинскому синклинорным структурам вдоль Мравасарского глубинного разлома, в полосе Севано–Агаринской офиолитовой зоны по «Главному надвигу Малого Кавказа» (Паффенгольц, 1948).

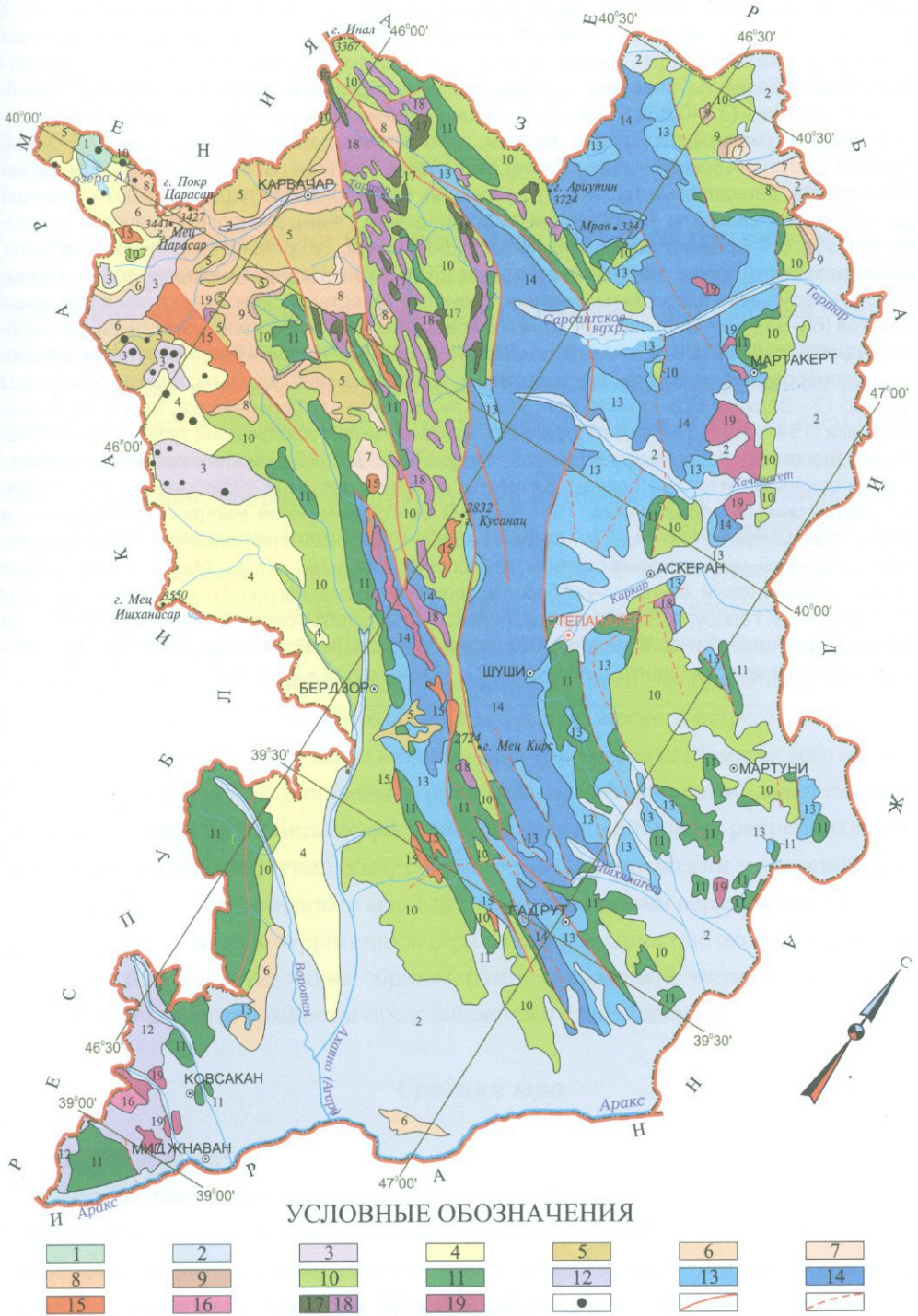


Рис. 2.3. Геологическая карта Нагорного Карабаха
[Атлас Нагорно-Карабахской Республики, 2009]

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1 – Неоплейстоцен–голоцен. Базальты, андезиты (0,85–0,01); 2 – Верхний плиоцен–плейстоцен. Озерные, речные, пролювиальные, элювиальные отложения (3,3–0,01); 3 – Неоплейстоцен. Базальты, базаниты, дациты (0,85–0,01); 4 – Верхний плиоцен–эоплейстоцен. Базальты, андезиты, дациты, риолиты, обсидианы (ванакаты), перлиты, туфобрекчии, травертины (3,3–0,85); 5 – Верхний миоцен–нижний плиоцен. Андезитовые базальты, андезиты, дациты, риолиты, обсидианы, перлиты, туфобрекчии, туфопесчаники, пемзы (7,1–3,6); 6 – Верхний олигоцен–нижний миоцен. Глины, песчаники, конгломераты, горючие сланцы, бурые угли, андезиты, санидиновые трахиты, туфобрекчии, игнимбритовые туфы (24–14); 7 – Верхний эоцен. Базальты, андезиты, туфобрекчии, туфопесчаники, глины, алевролиты, мергели, известняки (42–38); 8 – Средний эоцен. Андезиты, туфобрекчии, туфопесчаники, туфоалевролиты, вулкано–осадочный флиш, мергели, известняки (50–42); 9 – Палеоцен–нижний эоцен. Глины, глинистые песчаники, алевролиты, мергели, слоистые известняки, лавовые потоки оливинных базальтов (65–53); 10 – Верхний мел. Конгломераты, песчаники, мергели, известняки, радиоляриты, туфобрекчии, базальты, спилиты, диабазы (96–65); 11 – Нижний мел. Известняки, алевролиты, метаморфизованные слоистые известняки, туфопесчаники, базальты, андезито–базальты (135–96); 12 – Верхняя юра–нижний мел. Базальты, андезиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, известняки (154–135); 13 – Верхняя юра. Базальты, андезиты, туфобрекчии, туфопесчаники, известняки, доломиты, песчаники, глинистые сланцы (175–135); 14 – Нижняя–средняя юра. Алевролиты, песчаники, углистые сланцы. Базальты, андезиты, риолиты, туфобрекчии, туфопесчаники. **Интрузивные образования.** 15 – Верхний олигоцен–нижний миоцен. Порфириовидные граниты, гранодиориты (24–14); 16 – Верхний эоцен. Габброиды, гранодиориты, кварцевые диориты, монзониты, нефелиновые сиениты, лейкограниты (42–38); 17/18 – Мезозой (до верхнего коньяка). Офиолитовый комплекс–габброиды, троктолиты, плагиограниты, кварцевые диориты (28), перидотиты, гарцбургиты, лерцолиты, пироксениты, дуниты, серпентиниты (29) (96–65); 19 – Верхняя юра–нижний мел. Тоналиты, кварцевые диориты, лейкограниты (154–135). 20 – Четвертичные вулканические центры. **Разломы.** 21 – Главные; 22 – Второстепенные.

2.2. Стратиграфия

Мезозой

2.2.1. Юра

В пределах территории НКР образования юрской системы имеют широкое площадное развитие суммарной мощностью до 4–4.5 км. и представлены вулканическими, вулканогенно–осадочными и осадочными образованиями байоса, бата, келловея, оксфорда, кимериджа и титона, часто связанными взаимопереходами по разрезу и в латеральном направлении. Основной областью их развития является Сомхето–Карабахская структурно–формационная зона на всем отрезке развития. Кроме того, образования юры частично развиты в смежной Севано–Агаринской зоне. Вопросы их стратиграфии и геологического строения разрабатывались несколькими поколениями геологов — от Г. В. Аби́ха (1873), И. Г. Валенти́на (1890), К. Н. Паффе́нольца (1933, 1937, 1959), А. Н. Соловкина (1939), В. П. Ренга́ртена (1939, 1959), Л. Н. Леонтьева (1946, 1950) до исследователей второй половины 20–го века — Э. Ш. Шихалибе́йли, М. Р. Абдулка́сумзаде, Т. А. Гасанова, Т. Аб. Гасанова, А. А. Байрамова, Т. М. Мамедова, Э. Н. Эфендиевой и других.

Важно отметить, что в пределах НКР основание юрского разреза не обнажено, а его ближайшие выходы развиты к северо–западу в пределах Шамхорского поднятия (Азербайджан), где представлены терригенными накоплениями, залегающими на размытой поверхности метаморфических сланцев докембрия — раннего палеозоя. В их составе выделены геттангский, синемюрский, плинсбахский и тоарский ярусы, которые вместе с залегающими выше песчано–глинистыми образованиями нижнего аалена слагают единую терригенную серию общей мощностью около 600м (Гасанов, 1967; Юра Кавказа, 1992). Таким образом, разрез обнаженной части юрских образований НКР начинается с байоса и представляется в следующем виде:

Средняя юра

Байосский ярус

Нижне–байосский подъярус представлен вулканогенными образованиями (лавы основного и среднего состава, туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты с прослоями вулканомиктовых песчаников), известными в Сомхето–Карабахской зоне под названием «нижняя вулканогенная свита». Возраст ее определяется как нижний байос по положению в разрезе — залеганием на размытой поверхности терригенной толщи аалена и перекрытием кислыми вулканитами верх-

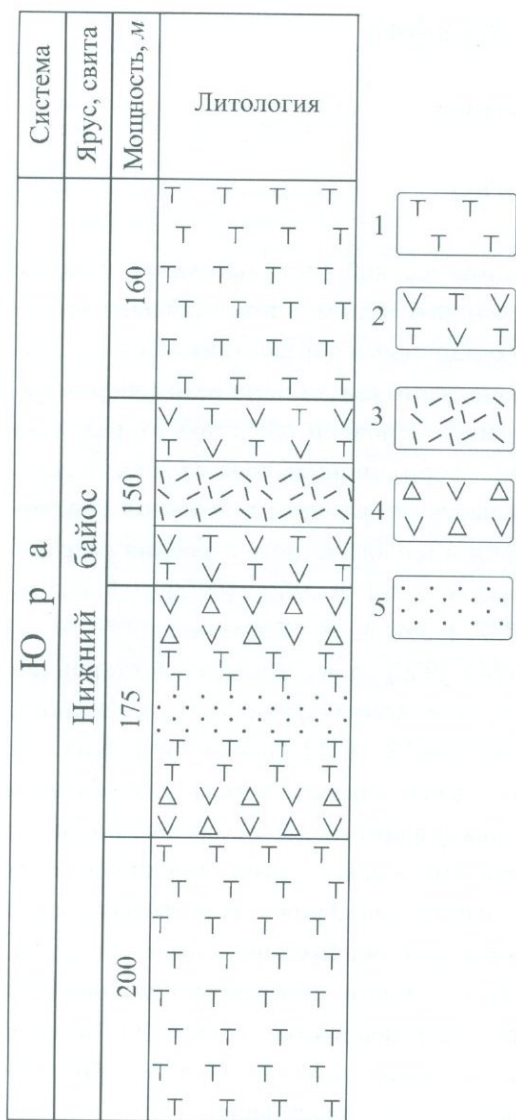


Рис.2.4. Разрез обнаженной части нижнего байоса в районе Сарсанг ГЭС

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1 – туфы; 2 – лавы и туфы основного и среднего составов, и их пирокласты; 3 – риолиты и риодациты и их пирокласты; 4 – вулканические брекчии; 5 – песчаники и конгломераты.

него байоса. В пределах НКР нижнебайосская вулканогенная толща развита на левобережье среднего течения р. Тартар, а также на значительной площади междуречья Тартар — Хачен между сс. Нарештар, Ванк, Гарнакар, Колатаг и в окрестностях Сарсангского водохранилища (Мартакертский синклиорий). В районе водохранилища суммарная мощность вскрытой части данной толщи составляет около 680 м, (рис. 2.4), а в водораздельной части Мравасарского хребта она значительно возрастает (Шихалибейли, 1964).

Верхнебайосский подъярус слагает толща кислых вулканитов (риолиты, риолито-дациты, их брекчии, реже туфы), издавна известная на Малом Кавказе под общим названием «кварцевые порфиры». Они слагают мощные покровы с развитием субвулканических тел по левобережью р. Тартар и затем обнажаются по правобережью р. Тартар у сс. Арутюнагомер и Дрмбон (Мартакертский синклиорий). Толща местами содержит пачки туфоконгломератов, линзы и прослойки известковых туффитов и вулканомиктовых песчаников. Подошва ее на этом участке не вскрыта, а к северо-западу, в долине р. Кюрак мощность обнаженной части кислых вулканитов определяется в 500–600 м (Шихалибейли, 1964). Южнее, с постепенным убыванием мощности она прослеживается в междуречье Тартар — Хачен и далее узкой полосой в районе

сс. Гарнакар, Ванк, где мощность кислых вулканитов с обилием лаво-кластического материала и туфов едва превышает 200 м. (рис. 2.5) На их размытой поверхности залегают нижнебатские туфы и туффиты. Верхнебайосский возраст толщи кислых вулканитов обоснован характерными аммонитами *Parkinsonia parkinsoni*, *Garantiana garantiana* и др., собранными на нескольких участках ее почти непрерывного развития в пределах Сомхето-Карабахской зоны (Редлих, 1894: Асланян, 1958: Гасанов, 1961: Азарян, 1982 и др.)

Батский ярус

В пределах НКР образования бата представлены обширно и разнообразно — в их составе развиты терригенные, вулканические и вулканогенно-осадочные образования. По левобережью р. Таргар, в окрестностях с. Чаректар обнажена верхняя часть батского разреза, сложенная потоками авгитовых и авгит-плаггиоклазо-

вых порфиритов и их пирокластов суммарной мощностью более 500 м. Далее на В и СВ образования бата преимущественно в песчано-глинистых фациях развиты в районе с. с. Мещен и Тонашен. Северо-западнее с. Мещен в их составе преобладают слоистые песчаники с подчиненным количеством аргиллитов и алевропелитов, содержащие крупные экземпляры аммонитов *Ptychophylloceras hommairei* (Orb.), *Holcophylloceras zignodianum* (Orb.), пелециподы *Variamussum personatum* (Ziet.) и др., датирующие ниже-среднебатский возраст толщи (Гасанов, 1973). Между сс. Ванк и Казараох образования нижнего-среднего бата мощностью около 500 м. представлены чередованием туфоконгломератов, туфобрекчий, туфов и вулканитов. Верхний бат (420 м) представлен ритмичным чередованием песчаников (преобладают) с алевролитами, алевропелитами и аргиллитами (рис. 2.6). А в окрестностях с. Тонашен широко развиты песчаники, гравелиты и меньше — ту-

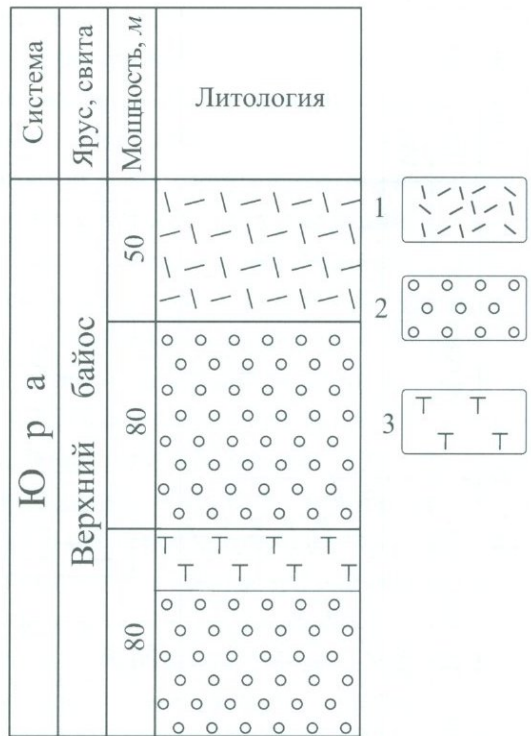


Рис. 2.5. Разрез верхнего байоса в районе сс. Ванк и Кармракар (Мартакертский синклинорий)

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1 – риолиты и риодациты и их пирокласты; 2 – туфоконгломераты; 3 – туфы

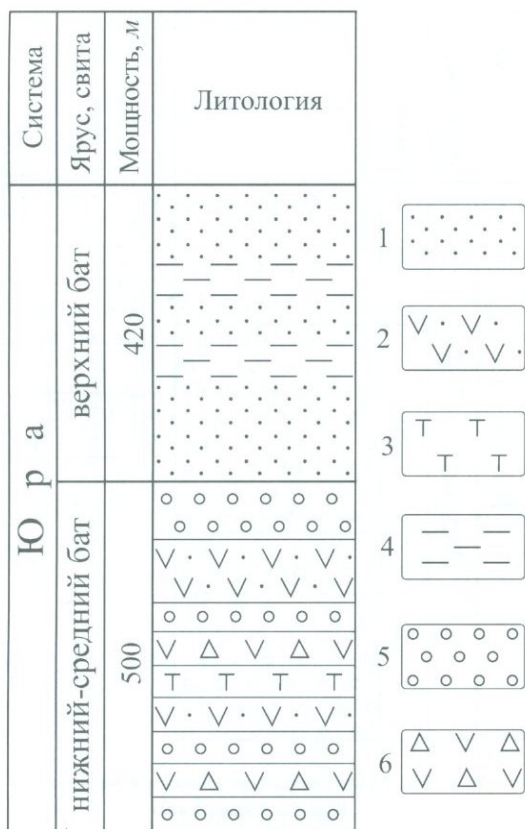


Рис.2.6. Сводный разрез бата в районе сс. Ванк и Казараох (Мартакертский синклиорий)

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1 – песчаники и конгломераты; 2 – вулканомиктовые песчаники; 3 – туфы; 4 – алевролиты и глины (аргиллиты); 5 – туфоконгломераты; 6 – вулканические брекчи

фоконгломераты нижнего и среднего бата мощностью около 500 м. (Юра Кавказа, 1992).

Верхнебатский подъярус, вскрытый бурением северо-восточнее с. Мецшен, представлен глинистыми песчаниками, алевролитами, песчаниками, содержащими растительные остатки. Суммарная мощность бата на этом участке составляет примерно 320 м. На юге НКР, в районе сс. Мец Тагер, Туми, Тог образования бата, представленные вулканическими брекчиями, андезитовыми туфами и туфопесчаниками суммарной мощностью свыше 300м., перекрываются карбонатными накоплениями келловей-оксфорда. Максимальных мощностей (1000–1500 м) отложения бата достигают по северным склонам Мравасарского хребта. Здесь следует иметь в виду, что резкое возрастание мощностей связано с интенсивным развитием вулканитов основного-среднего составов, тогда как мощности собственно терригенных, песчано-глинистых накоплений редко превышают несколько сотен метров.

Верхняя юра

Келловей-оксфорд-кимериджский ярусы (без стратификации)

Келловей — нижний оксфорд. На большей части территории НКР, как и в ряде участков восточной части Малого Кавказа, келловей не только расчленяется на подъярусы, но и в стратиграфическом плане рассматривается в составе единого комплекса келловей-нижний оксфорд (Абдулкасумзаде, 1963: Шихалибейли, 1964: Эфендиева, 1969). Эти образования залегают несогласно на размытой поверхности образований верхнего байоса или бата. В районе сс. Колатах, Цмакаох, Члдран,

Дрмбон, Газараох келловей–нижнеоксфордские отложения представлены пачкой чередующихся известковых песчаников, туфоконгломератов, туффитов, органо–обломочных и других известняков (мощность 130м). Далее в север–северо–восточном направлении они обширно развиты на Магавузском плато и в окрестностях с. Тонашен, где залегают на размытой поверхности вулканитов средней юры. Они представлены известковыми песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, мелкообломочными туфобрекчиями и известняками суммарной мощностью до 325 м. Терригенные накопления здесь содержат обильный, в значительной мере обугленный растительный детрит, вероятно, батского первоисточника. Отложения келловей–нижнего оксфорда развиты на правобережье р. Каркар и в средней части разреза Шушинского плато. Здесь они охарактеризованы аммонитами *Holcophylloceras cf. zignodianum (Orb.)*, *Perisphinctes aff. rjasanensis Teis*, брахиоподами *Nucleata guenstedti (Roll)*, морскими ежами и др. (Абдулкасумзаде, 1963; Аскеров, 1965). Они широко развиты также в пределах Мартунинского синклинория и Карабахского антиклинория, где представлены разными породными ассоциациями: пирокластическими образованиями, местами с потоками мандельштейнов, известковыми песчаниками, гравелитами, кислыми граувакками, известняками. На юге, в Гадрутском районе, отложения келловей–нижнего оксфорда мощностью до 540 м. развиты в окрестностях сс. Мохренес, Мец Тагер, Тог, Туми и представлены чередованием туфобрекчий, туфов, туфопесчаников, глинистых песчаников, глин и аргилитов. У с. Тог в кровле пачки развиты мергели, песчанистые известняки и песчаники с фауной нижнего оксфорда.

Тем не менее в ряде пунктов на основании брахиоподовой фауны удалось выделить в этой толще подъярусы келловей (Аскеров, 1965). Так, нижний келловей, представленный преимущественно известковыми песчаниками, туфопесчаниками и песчанистыми известняками, обнажается в Карабахском антиклинории (сс. Даграв и Астхашен) и Мартакертском прогибе (сс. Араджадзор, Цмакаог, Шахмасур) и фаунистически охарактеризован комплексом брахиопод — *Lacunoseella asymmetrica (Kitchin)*, *Sphaeroidothyris alemanica (Roll)*, *Caucasella trigonella (Rothpl.)*, *Aulacothyris sancaensis (Roll.)* и др. Максимальная мощность до 340 м (Аскеров, 1965).

Средний келловей выражен в основном известковистыми песчаниками в районе с. Тонашен (Мартакертский прогиб), охарактеризован аммонитами *Hecticoceras pseudopunctatum Lah.*, *H. Lunula Ziet.*, брахиоподами *Cardinirhynhoa stria (Roll.)* и др. Мощность 66 м. (Аскеров, 1965).

Верхний келловей представлен туфоконгломератами, известковистыми песчаниками, туффитами и известняками с *Lacunoseella oppeli (Desl.)*, *Nucleata chartroni (Gross)* и др. в районе с. Газараог (Мартакертский прогиб). Мощность 12 м (Аскеров 1965).



Фото 3. Слоистость
в известняках
верхнеюрского возраста

В целом в пределах НКР келловейская седиментация совпадает с общим ритмом осадкообразования Сомхето–Карабахской зоны и других участков Тавро–Кавказского региона, подчеркивая его трансгрессивный характер и устойчивое развитие терригенных накоплений. С нижнего оксфорда начинается развитие протяженного карбонатного этапа, продолжающегося в кимеридже–титоне и участками протекавшего на фоне интенсивных вулканических проявлений на Малом Кавказе. Максимально это выражено в зоне Шамшадинского и Капанского антиклинориев (Армения) (*фото 3*).

Считаем необходимым отметить, что решение МСК (1988) о включении келловейского яруса в состав среднего отдела юрской системы не увязывается с рядом литолого–палеогеографических особенностей геологической истории келловей Малого Кавказа. Об этом свидетельствуют следующие обстоятельства:

1. Имея трансгрессивный характер залегания, келловейские отложения отделены от подстилающих среднеюрских образований региональным перерывом и отчетливо выраженным несогласием.

2. Терригенное осадкообразование келловей отражает начальную стадию крупного седиментационного этапа, который постепенно приобретает карбонат-

ный характер — известняковый в оксфордский век и известково-доломитовый в кимеридже-титоне. Это позволяет считать, что келловейская история седиментации лучше вписывается в общий ритм верхнеюрских событий и отражает их начало, как это было принято прежде, до решения МСК.

Верхний оксфорд — кимеридж. Верхнеоксфордские отложения широко распространены в верховьях р. Кавертуджур в районе сс. Кчгот, Члдран, а также в бассейне р. Хаченагет, в районе сс. Кичан, Айад, Даграв, Дагдаган и в районе Шушинского плато. Подстилаются они отложениями келловей-нижнего оксфорда и перекрываются карбонатной толщей нижнего кимериджа, местами нижнего титона или нижнего мела. Описываемые отложения представлены преимущественно известняками, часто с прослоями песчаников и конгломератов, при общей мощности 130 м, и содержат богатую фауну, в том числе верхнеоксфордских аммонитов и многочисленных кораллов.

Примерно на этой же площади, а также в окрестностях с. с. Цмакаох и Колотаг развиты отложения нижнего кимериджа (мощность 800 м), представленные известняками, известковыми песчаниками, гравелитами, туфами, туффитами, туфопесчаниками. В известняках найдены многочисленные нижнекимериджские аммониты и колониальные кораллы. Образования кимериджа (мощность около 480 м) установлены также по правобережью р. Тартар, у с. Тонашен, где они залегают на келловей-нижнем оксфорде и перекрываются известняками титона. В этом разрезе преобладают буровато-серые и бурые туфобрекчии базальт-андезитового состава при меньшем развитии туфов и вулканомиктовых песчаников. К юго-востоку от гор. Шуши отложения оксфорда-кимериджа развиты в окрестностях сс. Сарушен, Саркисашен, Тагавард, где участками содержат хорошо окатанную вулкано-терригенную, а также пирокластическую смесь. В южной части НКР (Гадрутский район) средне-верхнеоксфордские карбонатные накопления развиты в районе сс. Мец Тагер, Азох, Драхтик, Тог, где залегают на размытой поверхности бата, а в долине р. Ишханагет постепенными переходами связаны с келловей-нижнеоксфордскими отложениями. У с. Тог они перекрываются песчано-глинистыми образованиями верхнего альба. Известняковая пачка мощностью до 110 м (верхний оксфорд — нижний кимеридж (?)), развитая у с. Мец Тагер, в основании разреза содержит многочисленные двустворки, а в верхней части — колонии рифостроящих кораллов. По брахиоподовой фауне верхний оксфорд выделен в Мартакертском прогибе в районе с. Дрмбон, где представлен различными известняками и известковистыми доломитами с характерными брахиоподами *Septaliphoria astieriana* (Orb.), *Lacunosella crakoviensis* (Quenst.), *Lobothyris crimica* Kjansep и др. Максимальная мощность до 200 м (Аскеров, 1965).

Титонский ярус

В ряде пунктов НКР титон представлен своим нижним подъярусом и фаунистически охарактеризован руководящими формами брахиопод, дицерасов, гастропод, белемнитов. Он представлен известняками — брекчированными, кристаллическими, мраморизованными, органогенно-оболомочными, в различной степени песчанистыми, песчано-гравелистыми, иногда с прослоями туфопесчаников, обнажается в Агдамском (г. Чахмах) и Замзурском (с. Куцилар) антиклинориях, Мартакертском прогибе (с. Дрмбон), Лачинском синиклинории и на правом берегу Каркар (с. Арав). Характеризуется *Cheirothyris trigonellus* (Schloth.), *Pygope janitor* Pict., *Heterodicerias luci communis* (Boehm) *Nerinea postuma* Zitt., *Conobelus strangulatus* Opp и др.. Мощность до 250 м. (Аскеров 1965.)

Титонские отложения на юго-западном крыле Агдамского антиклинория восточнее р. Каркар, в окрестностях с. Нахичеваник залегают на размытой поверхности вулканитов кимериджа и перекрываются меловыми образованиями. Представлены они как массивными, так и слоистыми, реже брекчиевидными разностями известняков, содержащих тефроидную примесь, гальки порфиристов, а также кремневые конкреции. В районе сс. Нахичеваник и Аранзамин нижний титон мощностью до 70 м. представлен плотными, органогенно-обломочными, сахаровидными и окремнелыми известняками с фауной гастропод *Ptygmatis meneghini* (Gemm), *Pt. gracilis* K. Aliev, *Pentaptyxis favrei* Pčel., *P. austriaca* (Zitt.), *P. staszycii* (Zeuschn) и аммонитов — *Subplanites contiguois* (Catt.), *Haploceras carachtheis* (Zeuschn) и др. Средний титон характеризуется фауной *Punctaptychus punctaia longa* Tr., *P. punctatus fractocosa* Tr. и др. Верхний титон состоит из органогенно-обломочных, сахаровидных известняков с прослоями известковых конгломератов и гравелитов с гастроподовой и коралловой фауной. Здесь встречены верхнетитонские: *Cryptoplocus succedens* (Zitt.), *Phaneroptyxis rugitera* (Zitt.), *Zittelia picteti* (Gemm.), *Thescosmia moraviensis* (Ogil.), *Thamnastaria lobata* (Goldf) и др. (Геология Азербайджана, т. 1, ч. 2, 1997).

В бассейне р. Хаченагет титонские отложения установлены в районе с.с. Кичан и Айад. К югу и юго-западу в той же карбонатной фации титон обширно (мощность 250–300 м) представлен в бассейне среднего течения р. Варанда в окрестностях с. Саркисашен, где вмещает минерализацию исландского шпата. К югу, в районе с.с. Азох, Тог и Цакури, титон представлен карбонатными породами, испытывавшими проявления динамометаморфизма, катагенеза и гипергенеза, включая карстификацию, мощность которых колеблется от 60–70 до 380 м.

Седиментационная обстановка на территории НКР в оксфорде-кимеридже-титоне, близка к другим участкам Сомхето-Карабахской зоны. Это сочетание интенсивного карбонатакопления с вулканическими процессами, продукты которых представлены преимущественно известково-щелочной базальт-андезитовой

ассоциацией с умеренным развитием кислых разновидностей. Следствием такого сочетания является вулканогенно–карбонатный парагенезис, который устойчиво проявился почти на всем протяжении Сомхето–Карабахской структурно–формационной зоны. В ряде участков Мартунинского синклинория и на сопредельных площадях карбонатные толщи испытали телепирокластическое воздействие вулканизма с формированием туфоизвестняков. А с размывом вулканических островов связано формирование прослоев и пачек обломочных пород (конгломераты, гравелиты, песчаники) с обильным известковым цементом. Почти непрерывная карбонатная седиментация со значительной скоростью накопления здесь имела место в условиях морского мелководья с колебаниями глубин от первых нескольких десятков до 150–200 м. В этой обстановке формировались разнообразные биокластиты, раковинные пески и оолиты, широкое развитие получили водорослевые накопления с примесью детритового и копрогенного материала, а также небольшие биогермы. Известковые организмы (морские ежи и лилии, кораллы, губки, моллюски, мшанки, фораминиферы) служили основным материалом карбонатных илов. При этом донные организмы оказывали существенное влияние на механизм карбонатакопления путем сверления и разламывания раковин и панцирей, превращения их в сгустки и копролиты (Мандалян, Хачанов, 2007). Хемогенное осаждение становилось ощутимым в отдельных интервалах, когда по мере насыщения вод CaCO_3 , в связи с прогревом и ослаблением волноприбойной деятельности происходило массовое выпадение оолитов. Это явление, фиксирующее обмеление бассейна, максимально проявилось в титоне. Таким образом, в кимеридже–титоне область седиментации представляла собой шельф мелководного морского бассейна с хорошим прогревом вод и проникновением света, определяющих высокую биологическую продуктивность. В карбонатных накоплениях отчетливо проявлен следующий комплекс диагенетических явлений:

- Доломитизация известковых илов в связи с их взаимодействием с надонной водой.
- Доломитизация биогермов, как более сложный и многостадийный процесс.
- Окремнение, связанное с растворением и дальнейшим перераспределением спикулового кремнезема с формированием конкреций и желваков кремней.

2.2.2. Нижний мел

Нижнемеловые отложения на территории НКР главным образом развиты в пределах Мартунинского, Гадрутского, Гочазского синклинориев, а также Агдамского антиклинория. Они изучались несколькими поколениями геологов, начиная с Г. В. Аби́ха, И. Г. Валенти́на, Л. К. Конюшевского, В. В. Богачева,

А. Н. Соловкина, К. Н. Паффенгольца, а позднее В. П. Ренгартеном и др. На основании богатого палеонтологического материала А. Г. Халилова, Г. А. Алиева и Р. Б. Аскерова (1974) удалось обосновать выделение всех ярусов нижнего мела с подразделением некоторых из них на подъярусы в пределах юго-восточного окончания Малого Кавказа.

Берриасский ярус

Принят в объеме 2 зон: нижней *Berriasella grandis* и верхней — *Subthurmannia bossieri*. Отложения берриаса пользуются ограниченным развитием и подобно многим участкам Малого Кавказа в литофациальном отношении близки к валанжинским, что затрудняет проведение четкой границы между ними. В Гадрутском районе у с. Арагюль к берриасу условно отнесена нижняя (10 м) часть пачки окремненных известняков с *Punctaptychus cf. punctatus* (Voltz.), *Hibolites sp. ind.* Фаунистически охарактеризованный берриас развит по северо-восточному борту Гочасского синклинория (гор. Бердзор и его окрестности). А на восточных склонах г. Кызылдаш (обрывы над дорогой Бердзор—Шуши) берриасу соответствует нижняя пачка мощной (до 120 м) берриас — готеривской карбонатной толщи, содержащая кремнистые включения и комплекс берриасовых головоногих *Berriasella sp. ind.*, *Lamellaptychus lamellosus* (Park), *Trauth.*, *H. mortilleti* (Pict. et hor.), *Punctaptychus punctatus* (Voltz), *P. punctatus longa* Trauth, *Hibolites cf. prodromus* Schwetz и др. Здесь берриас залегает на размытой поверхности бат-келловейских отложений и представлен толщей (142 м) слоистых, плитчатых, различной степени зернистости песчаных, пелитоморфных, кремнистых известняков, иногда с включениями мелкого гравийного материала, окремненного, с прослоями кремней с *Lamellaptychus beyrichi beyrichi* (Opp.), *L. cf. aplanatus* (Gill.), *Punctaptychus punctatus punctatus* (Voltz.), *Hibolites cf. prodromus* Schwetz., *Duvalia lataa lata* (Blainv.), *D. lata constricta* (Uhl.) и др. (Халилов, Алиев, Аскеров, 1974) В Сарнбабинском синклинории берриас обнажается на правом склоне долины, выше дороги на Лачин, и представлен залегающей без видимого углового несогласия на терригенно-карбонатных породах бата-келловей пачкой (мощность 60 м) слоистых плотных, сильно дислоцированных известняков с *Berriasella sp. ind.*, *Punctaptychus punctatus* Voltz (Халилов, Алиев, Аскеров, 1974) Таким образом, отложения берриаса характеризуются преимущественным развитием карбонатных фаций.

Валанжинский ярус

В крайней южной части территории НКР, в окрестностях с. Аракел (Хцабердский синклинорий), валанжинский ярус представлен массивными известняками (мощность 142 м), местами содержащими крупнообломочный вулканомиктовый

материал. В основании пачки встречены многочисленные брахиоподы — *Dictyothyris arzierensis* (Lor). А у горы Тох-кор берриасом-валанжином датируется известняковая толща мощностью 130 м (Халилов, Алиев, Аскеров, 1974).

Корреляции. К востоку от названных пунктов у с. Баянд валанжинские отложения присутствуют в составе нерасчлененной карбонатной толщи берриас-готерива, мощностью около 190 м. Более широко они развиты в Севано-Акеринской зоне, где чаще выделяется по положению в разрезе — между фаунистически охарактеризованными берриасом и готеривом. Так, в окрестностях гор. Бердзор к валанжину относится 100-метровая пачка окремненных известняков, а севернее карбонатные отложения валанжина слагают основание нижнемелового разреза и содержат *Lamellaptychus* и белемниты (Халилов, Алиев, Аскеров, 1974).

Готеривский ярус

На юге НКР известняки готерива обнажены в окрестностях сс. Хин Тагер и Аракел и продолжаются в Азохском синклинии, где к готериву относится верхняя часть нижнемеловой толщи мощностью 190 м. У с. Хин Тагер готерив мощностью 62 м обнажается на северо-восточном крыле Хинтагерской антиклинали и представлен серыми песчанистыми известняками, с пропластками туффитов, содержащих верхнеготеривский комплекс: *Spitidiscus rotula* (Sow.), *Crioceratites of duvali* (Lev.) и др. Карбонатный берриас — валанжин в р-не с. Аракел вверх по разрезу переходит в готерив (мощность 70 м), представленный известняками с кремнистыми пропластками и конкрециями и прослоями туфопесчаников. Эти известняки на правом берегу р. Чайлах, в окрестностях с. Дашбаши содержат *Spitidiscus cf rotula* (Sow), *Pseudobelus bipartitus* (Blainv) и др. (Геология Азербайджана, т. 1, ч. 2, 1997).

В Мартунинском синклинии готеривские отложения участвуют в основном в строении его юго-западного борта и широко распространены в Шоской синклинальной полосе. На Шушинском плато и к востоку от него в районах сс. Дашушен, Верин Сзек, а также по дороге Шуши-Степанакерт готерив представлен мало-мощными органогенными известняками с обильной фауной брахиопод: *Belbekella multiformis castellanensis* (Jac. et Fall), *B. multiformis contractoides* (Jac. et Fall), *B. multiformis lata* (Orb.), *Praelongithyris salevensis* (hor.), *Nucleata hippopoides* (Abich), *Terebrirostra neocomiensis taurica* (Moiss.) и др. В районе с. Каджар готерив (55 м) представлен песчано-кристаллическими, кристаллическими, оолитовыми, оолитово-органогенными, иногда с туфовой примесью, известняками с *Rectithyris depressa* (Lam.) *Symphythyris necomiensis* (Orb) и различными устрицами, а восточнее — кремнистыми песчано-обломочными известняками с *Cyclothyris ardescica* (Jac. et Fall), *C. castellanensis* (Jac. et Fall). (Халилов, Алиев, Аскеров, 1974).

В районе с. Аревшат (Гочазский синклиорий) готеривские отложения (100 м), представленные известняками и их кремнистыми разновидностями, содержат обильную характерную готеривскую фауну.

Корреляции. В Севано–Акаринской зоне готерив развит в окрестностях гор. Бердзор, где представлен пачкой серых тонкозернистых окремнелых известняков с остатками белемнитов и аптихов. К северу и северо–западу обнажена верхняя половина этой пачки с фауной *Hibolites subfusiformis* (Rasp.) и аммонитами.

Барремский ярус

В Мартунинском синклиории барремский ярус обнажается в окрестностях гор. Шуши, сс. Арав, Шош, Сзек и юго–восточнее в районах сс. Каджар и Дилагарди. Наиболее полный разрез баррема (около 130 м) зафиксирован между сс. Шош и Бердашен, где он представлен известняками, содержащими органогенный детрит (иглокожие, брахиоподы), цельные раковины брахиопод и другой фауны, а также многочисленные псевдооолиты.

В пределах северного крыла Агдамского антиклинория наиболее представительный разрез барремских отложений (145 м), зафиксирован у с. Бердашен, где он представлен слоистыми органогенообломочными известняками с редкими включениями туфогенных пород и в нижней части (50 м) охарактеризован нижнебарремским комплексом: *Barremites difficilis* (Orb.), *B. charrierianas* (Orb.), *B. psilotatus* (Uhl.), *Cruralina cruralinica* Smirn. и др., а в верхней части (30 м) — *Barremites aff. strettostoma* (Uhl.), *Macroscaphites yranii* (Puzos) и др. (Халилов, Алиев, Аскеров, 1974).

В районе с. Каджар баррем представлен слабопесчанистыми, оолитовыми, органогенными, кремнистыми известняками (87 м) с *Platythyris moutoni karakaschi* (Moiss), в районе г. Урьяндаг — 30–метровой пачкой тонкослоистых кристаллических известняков с *Symphythyris neocomiensis* (Orb.), а в районе с. Дилагарди — мелкокристаллическими, пелитоморфными и органогено–обломочными известняками. На правом берегу р. Каркар барремские отложения представлены бурыми, сильно ожелезненными пелитоморфными известняками, заполняющими расщелины в песчано–гравелитовых известняках нижнего титона, характеризуются комплексом барремских аммонитов (Халилов, Алиев, Аскеров, 1974).

Таким образом, можно допустить, что, начиная с берриаса по баррем, в пределах мезозойских структур, известных на территории НКР и сопредельных участках Малого Кавказа, развивалось интенсивное карбонатное осадконакопление с формированием мощных (500 и более метров) пачек известняков. Это преимущественно мелководные образования, которые участками в отдельных углублениях переходят в пелитоморфные разности. В нескольких горизонтах они в изобилии содержат фауну аммонитов, белемнитов, брахиопод, двустворок,

строматопор и реже кораллов и губок. Две главные особенности отличают эти известняки от кимеридж–титонских:

- 1) относительно слабая примесь вулканического материала,
- 2) отсутствие или небольшое развитие доломитов, связанное с гумидизацией климата.

Аптский ярус

Палеонтологически охарактеризованные аптские отложения в исследованной области имеют ограниченное распространение. Обнажаются они в Гочасском и Хцабердском синклинориях, а также в Сарыбабинском синклинории, где представлены сохранившимися от преальбского размыва небольшими останцами.

В Гочасском синклинории у с. Доланлар апт представлен мощной (500 м) толщей переслаивающихся песчаных известняков и известковистых туфопесчаников с прослоями карбонатных конгломератов, венчающей мощными (120 м) грубозернистыми туфопесчаниками и охарактеризованной *Deshayesites weissi* (Neum. et Uhl), *Costidiscus paucinodosus* (Renng), *Duvalia grasiana* (Duv. — Jouve), *Neohibolites cf. ewaldi Stromb* и др. (Халилов, Алиев, Аскеров, 1974).

В Хцабердском синклинории апт обнажается в долине р. Агджан на крыльях широкой антиклинальной складки, выполненной готеривскими карбонатами. Он представлен своим нижним подъярусом и выражен маломощной (до 15 м) пачкой чередования песчаных, гравелитовых кристаллических и обломочных известняков с туфопесчаниками с пропластками туффитов. Раннеаптский возраст их установлен по характерному комплексу белемнитов *Mesohibolites fallauxi Uhl*, *M. uhligi* (Schwet), *Neohibolites ewaldi* (Stromb), *N. inflexus Stoll*. (Халилов, Алиев, Аскеров, 1974).

В Сарыбабинском синклинории аптские отложения обнажаются на его юго-западном крыле, где они без видимого несогласия залегают на размывтой поверхности готеривских известняков. В основании разреза они представлены (20 м) пачкой тонко- и косослоистых грубозернистых песчаных известняков с *Kossmatella agassiziana* (Pict), *Puzosia mayoriana* (Orb), *Neohibolites minimus* (List.), *Inoceramus concentricus Park* и др. Верхний альб распространен более широко и представлен (25–200 м) толщей известковистых, туфогенных песчаников, мергелей и аргиллитов с *Pevringuieria rostrata* (Sow), *Kossmatella agassiziana* (Pict), *Mariella bergeri* (Bzongn), *Neohibolites stylioides Renng* и др., туфопесчаниками и туфогравелитами, переходящими вверх по разрезу в слоистые тонкокристаллические и окремненные известняки. Характеризуются: белемнитами *Neohibolites cf. ewaldi* (Stromb), и пелициподами *Aucellina nassibianzi* (Sok), *A. aptiensis* (Orb) и *A. caucasic* (Buch) и др. (Халилов и др., 1974).

Альбский ярус

В Хцаберском синклинории средне–верхнеальбские отложения перекрывают различные горизонты готерива, нижнего баррема и нижнего апта. Средний альб (до 113 м) представлен чередованием туфопесчаников, песчанистых аргиллитов и мергелей.

Средне–верхнеальбские отложения имеют широкое развитие. В Гадрутском синклинории их мощность колеблется от 100 до 200 м, сводный разрез их (снизу–вверх) представлен разнообломочными туфопесчаниками, аргиллитами и мергелями с характерной средне–верхнеальбской фауной: *Puzosia mayoriana* (Orb), *Inoceramus concenticus* Park, *Aucellina gryphaeoides* (Sow) и др. (Халилов, Алиев, Аскеров, 1974).

В Сарыбабинском синклинории верхнеальбские отложения относительно среднеальбских развиты более широко. На северном склоне г. Сарыбаба средний альб отсутствует и в основном развит в районе Лисагорского перевала. Здесь средний альб представлен толщей (120 м) терригенно–карбонатных пород (туфопесчаниками, кристаллическими известняками, песчаниками и аргиллитами) с туфоконгломератами и туфогравелитами в основании. Выделен по находждению руководящих головоногих моллюсков — *Holpites* cf. *Hexagonalis* Lupp, *Neohibolites minimus* (List), *N. pinguis* Stoll. и др.

Верхний альб на северном склоне г. Сарыбаба также выражен терригенно–карбонатной толщей (более 200м) с преобладанием аргиллитов и мергелей с богатой фауной: *Pervinqueria inflata* (Sow), *P. fissicostata* Spath, *Puzosia planulata* (Sow), *Neohibolites stylioides* Renng и др. (Халилов, Алиев, Аскеров, 1974). В Мартунинском синклинории альбские отложения развиты, в основном, в пределах Шошской и собственно Мартунинской синклиналей. Средний альб развит в районах сс. Сарушен, Верин Сзек, Дашушен, Кушчулар, где представлен разнозернистыми песчаниками с прослоями мергелей и реже глин (мощн. до 130 м) с *Purosia* cf. *quenstedti* (Par. et Bon.), *P. mayoriana* (Orb.), *Actinoceramus sulcatus* (Park) и др.

Верхний альб в этих районах представлен туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфопесчаниками с прослоями мергелей и глин (до 200) с *Pervinqueria inflata* (Sow), *Hamites rotundus* Sow, *Puzosia planulata* (Sow) и др. (Халилов, Алиев, Аскеров, 1974).

Следует отметить, что нерасчлененные альбские отложения отмечаются в районах сс. Кармиргюх, Дагдаган, Арав, Ннги и др.

2.2.3. Верхний мел

В исследуемом регионе верхнемеловые образования, в отличие от нижнемеловых, имеют значительно более широкое площадное распространение и характеризуются как осадочными (нормально–морскими), так и вулканогенно–осадочными и вулканогенными разностями.

Верхний мел представлен всеми шестью ярусами, границы которых в абсолютном летоисчислении приведены согласно последней модификации глобальной стратиграфической шкалы (Global Time Scale, 2004).

Более мелкие подразделения на подъярусном уровне указываются согласно новой схеме общей шкалы верхнего отдела меловой системы (Олферьев, Алексеев, 2002), где сантонский, туронский и коньякские ярусы подразделяются на 3, а кампанские и маастрихские ярусы — на 2 подъяруса.

Сеноманский ярус (99, 6–93, 5 Ma)

Карбонатные, аргиллито–песчанистые и глинистые фации, согласно литературным данным (Ализаде и др, 1997; Алиев и др, 1988) макро– и микрофаунистически (фораминиферы, радиолярии) хорошо охарактеризованы, что, в свою очередь, позволяет установить все 3 подъяруса. Нижнее звено выделяется по руководящей фауне аммонитов, пелиципод, белемнитов, фораминифер и радиолярий. Наличие зональной формы аммонита *Mantelliceras cf. mantelli* Sow., верхний хроностратиграфический рубеж которого в свете современных представлений в глобальном масштабе ограничен отметкой 97, 39 Ma (Hartenbol et al, 1999; Олферьев и др, 2008), позволяет в рамках ранее нерасчлененного нижнего сеномана локализовать фауносодержащие слои с данным видом в интервале первой половины нижнего сеномана. Данные глинисто–аргиллитовые слои обнажаются в районе сс. Акнаберд и Гетаван Мартакертского района, а также севернее отметки 2845,4 м.

В Гетаванском разрезе этот аммонит, кроме нижней части (темно–коричневые глины и аргиллиты), обнаружен также в средней пачке (ожелезненные глины и аргиллиты), которая ранее датировалась средним сеноманом (Ализаде и др., 1997).

Средний сеноман (верхний сеноман по А. Ализаде и др., 1997) достоверно устанавливается по фауне аммонитов и фораминифер и, в первую очередь, по наличию руководящей формы (зонального индекса–вида) аммонита *Acanthoceras rhotomagense dOrb.* из карбонатных песчаников окрестностей с. Ннги Мартунинского синклинория, а также из пачки известковистых глин и песчаников из самой верхней части Гетаванского разреза. Биостратиграфический диапазон данной руководящей формы, в глобальном масштабе (Hardendol et al, 1998; Олферьев и др, 2008) локализован в рамках первой половины среднего сеномана. Биостратиграфический диапазон данного вида соотносится с нововывявленной обратномагнитиченной сеноманской субзоной в разрезах Западного Туркменистана, Копетдага и Северного Кавказа и датируется 94, 2–93 Ma. (Гужиков и др, 2007). Данный среднесеноманский аммонит в комплексе с другими формами головоногих, гастропод и пелиципод, описан В. П. Рентгартеном (1959) из ранее нерасчлененных сеноманских глинисто–песчанистых и мергельных

слоев восточнее с. Атерк Мартакертского района, а также аргиллитов в окрестностях с. Ннги Мартунинского района.

Верхний сеноман — верхи среднего сеномана и весь верхний сеноман, согласно последним представлениям (Олферьев и др, 2002, 2008: Hardendol et al, 1998) по планктонным фораминиферам выделяется по первому появлению индекс-вида планктонной фораминиферы *Rotalipora cushmani* Morr., которая в глобальной шкале (Hardendol et al., 1998: Олферьев и др., 2008) маркируется рубежом в 95, 34 Ма. Глинисто-аргиллитовые фации с данным индекс-видом обнажаются в Тргинском синклинии (Ализаде и др, 1997), в верхней части Гетаванского разреза (Алиев и др., 1988), а также в окрестностях с. Атерк (Алиюлла, 1977).

К верхнему сеноману можно причислить рудистовые органогенно-обломочные известняки, слагающие плато площадью в несколько сотен кв. км. в районе с. Дашушен, юго-восточнее гор. Степанакерт, ранее датированные нижним туроном (Рентгартен, 1959: Алиев, 1972: Алиюлла, 1977: Халилов, 1978). Веским фаунистическим аргументом, определяющим сеноманский возраст данных образований, является совместное залегание в рудистовых известняках руководящей верхнеальб-общесеноманской формы ископаемой устрицы *Amphidonta (Exogyra) conica* Sow, имеющей очень широкое распространение и в пределах Евразии нигде не выходящей за рамки сеномана (Атлас..., 1974: Собецкий и др., 1982: Якушина Л. Н. и др, 2001).

К нерасчлененному сеноману можно отнести также туфопесчаники, туфоконгломераты, известняки и аргиллиты, обнажающиеся в Хцабердском синклинии в окрестностях сс. Джраберд, Караглух, Айкаван и Хцаберд, которые ранее были датированы туроном (Халафова, 1969). Основанием к пересмотру относительного возраста данных отложений является наличие вышеупомянутой типично сеноманской устрицы *Amphidonta (Exogyra) conica* Sow, а также пелициподы *Trigonoarca passyana d'Orb (Trigonoarca orbighina Mat.)*, которые известны на Малом Кавказе (Атлас, 1974), так же как и в Англии, Франции, в Донбассе и Поволжье только из сеноманских отложений. Аналогичный состав фауны указывается также из маломощных песчаников и туфопесчаников в окрестностях с. с. Нахичеваник и Сарнахпюр Аскеранского района, которые также датированы недифференцированным сеноманом (Ализаде и др., 1997).

В Гочасском синклинии (Кашатагский район) нерасчлененный сеноман имеет довольно широкое площадное распространение в окрестностях сс. Карабак, Варазагон, Айтаг, Вакунис и представлен мощными пачками аргиллитов, известняков и песчаников с характерным верхнеальб-сеноманским аммонитом *Puzosia cf. mayorinata*, *P. cf. Planulata* Orb (Kennedy, 2004) и общесеноманскими планктонными фораминиферами и пелициподами. В окрестностях с. Шрвакан, в бассейне верхнего течения рр. Очанц, Корекник и Тутхун мергельно-аргиллито-

во-известняковые отложения сеномана на основании бентосных и планктонных фораминифер подразделяются на все 3 подъяруса (Ализаде и др, 1997).

По всей видимости, к нерасчлененному сеноману следует отнести также песчано-алевритистые слои с фауной пелеципод *Isocardia karabachensis Bobk*, *Neithea quincucostata* Sow и *N. Aequicostata Orb.* в окрестностях с. Нор Брэджур, в левобережье среднего течения р. Тартар, которые в последней фундаментальной сводке по стратиграфии (Ализаде и др., 1997) передатированы в рамках коньякского яруса. Однако в глобальном масштабе первый вид отмечен всего из нескольких обнажений сеноманских отложений Малого Кавказа, причем в окрестностях с. Атерк из глинистых песчаников в совместном залегании с руководящим сеноманским индекс-видом иноцерама *Inoceramus cripsii* Mant. (Рентгартен, 1959; Олферьев и др, 2008).

Отсутствие типично коньякских форм иноцерам и фораминифер в вышеотмеченных фаунистических ассоциациях также косвенно может подтвердить сеноманский возраст данных отложений. Несомненно, к общесеноманскому ярусу относятся также коричнево-бурые и желтовато-серые грубозернистые песчаники, обнажающиеся в окрестностях сс. Варазбун и Вардадзор Аскеранского района, которые охарактеризованы исключительно обильной гастроподовой фауной *Haustastor karabakhensis Pčel.*, *Oligoptyxix turricula Pčel.*, *O. robusta Pčel.*, *O. plicata Pčel.*, *Dalmatea (Aptyxiella) caucasica K. Aliev.*, *Actaeonella praecuacasia K. Aliev.*, *A. azerbaijanica K. Aliev.*, *Trochactaeon pseudocillindraceus Pčel.*, *Tr. caucasicus Pčel.*, *Nerinella azerbaijanensis K. Aliev.*

К нерасчлененному сеноману можно отнести мощную пачку песчанистых известняков и рыхлых карботантных песчаников и аргиллитов, обнажающихся в бассейне среднего течения р. Агари, в 3км восточнее с. Хндзореск с *Actaeonella gracillis Pčel.*, *Trocharctaeon angustatus Pčel.*, и буровато-желтые крупно-среднезернистые известковистые рыхлые песчаники с прослоями микроконгломератов и биотитового витрокластического туфа в основании, обнажающиеся в бассейне р. Инджа северо-западнее с. Гюлистан Шаумянского района НКР.

С большой долей вероятности к сеноман-раннетуронскому интервалу можно отнести «коньяк-нижнесантонскую», по А. К. Ализаде (1997), вулканогенно-осадочную толщу диабазовых порфиритов, туфобрекчий, туфопесчаников с прослоями и линзами некарбонатных аргиллитов и бурых кремнистых пород, обнажающихся в окрестностях с. Нор-Браджур, и кремнисто-туфогенные образования со слоистыми радиоляритами и кремнистыми аргиллитами в верхней части разреза вблизи с. Нор-Геташен в бассейне р. Тутхун Шаумянского района.

Важно отметить, что вверх по течению р. Тутхун, вблизи с. Корекник радиоляриевые блоки яшм в серпентинитах, Вишневская (2001) также рассматривает в объеме альб-сеноманского интервала.

Туронский ярус (93, 5 — 89, 3 Ma)

Туронские отложения в пределах исследуемого региона имеют весьма ограниченное распространение. К настоящему времени макрофаунистически охарактеризованные отложения турона известны всего из нескольких пунктов. В районе с. Кармракуч Гадрутского района они представлены тонкослоистыми известковистыми серыми песчанистыми аргиллитами, которые ранее, на основании разнообразной фауны пелеципод, датировались нерасчлененным туроном (Алиев, 1957; 1972). Однако наличие в этом комплексе руководящей формы иноцерама *Inoceramus mytiloides* с очень узким вертикальным стратиграфическим интервалом впервые позволяет уточнить геологический возраст фауносодержащих отложений в рамках нижнего (при трехчленном делении) турона. В Крымско–Кавказской области в Копетдаге, Афганистане, Таджикистане, Индии и Японии данный вид известен только из нижнего турона, а в Западной Европе и Сев. Америке (Колорадо) он охватывает также низы среднего турона (Атлас..., 1997; Олферьев и др, 2003).

По фауне планктонных фораминифер нижний турон устанавливается в Гочасском синклинии в окрестностях сс. Ани и Доланлар, где он представлен чередующимися слоями рассланцованных аргиллитов, раздробленных мергелей и песчанистых известняков. Наличие в этой ассоциации зонального индекс–вида очень широко распространенной фораминиферы *Helvetoglobotruncana helvetica* Boll. с довольно узким стратиграфическим диапазоном исключительно в нижнем туроне (Швейцария, Алжир, Марокко, Тунис, США, Северный Кавказ и Карпаты) позволяет уточнить возраст этих отложений нижней половиной турона (Масленков, 1978). В современном понимании биозона данной фораминиферы в Европе оценивается от 93, 29 до 91, 31 Ma (Hardenbol et al, 1998), что в свою очередь соответствует нижнему и первой половине среднего турона (Олферьев и др, 2008).

Средний турон устанавливается по комплексу руководящих видов иноцерам *Inoceramus falcatus* Hen., *In. apicalis* Wood из песчаников и песчанистых известняков с базальными конгломератами в основании, обнажающихся в восточной части Гочасского синклинии в районе с. Агарак Капанского района и к юго–востоку от г. Санасар. Ранее эти отложения В. П. Рентгартемом (1959) и Р. А. Халафовой (1969) были отнесены к коньякскому ярусу.

По данным Т. Н. Богдановой (1997), биостратиграфический диапазон *S. apiculis* в планетарном масштабе от Крымско–Кавказской области до Северной Америки и Антарктиды ограничен средним туроном и его нижней частью. По мнению А. Г. Олферьева (2003), данный зональный вид иноцерама в Поволжье, Львовской мульде и в Прикаспийской впадине маркирует среднюю часть среднего турона. Зональный вид *In. falcatus* известен из средне–верхнего турона Герма-

нии, а также из нижней части верхнего турона Крымско–Кавказской области и Поволжья. В коньякских отложениях этот вид нигде в мире не встречается (Собецкий, 1982; Харитонов, 2008; Бобкова и др, 1987).

Макрофаунистически достоверно охарактеризованные отложения верхнего турона к настоящему времени известны восточнее с. Мохратаг Мартакертского района, где они представлены зеленовато–серыми песчаниками, туфопесчаниками, туфами и известняками. Наличие руководящих видов иноцерам *Cremnoceramus (Inoceramus) inconstans* Wood и, особенно *Cremnoceramus (Inoceramus) cuvieri* Sow., впервые на территории НКР позволяет уверенно выделить отложения верхи среднего и верхний турон. Первый вид в пределах Евразии характерен как для верхнего турона, так и для коньяка в целом, однако в Грузии и в Прикаспийской впадине встречается только в верхнетуронских (при двучленном делении) отложениях (Собецкий, 1982; Гамбашидзе, 1981). Стратиграфический диапазон второго вида более узкий, и как в Крымско–Кавказском регионе, так и в Евразии ограничен исключительно верхним туроном (при двучленном делении), и даже в этом интервале является зональным индекс–видом для нижней части верхнего турона (Атлас, 1974 Бобкова и др., 1987 Копаевич, 1997).

Сопутствующие фауне иноцерамов планктонные космополитические верхнетурон–маастрихтские фораминиферы *Globotruncana lapparenti* Brotz, *Gl. Linneiana (d'Orb)*, *Gl. Globigerinoides* Brotz I *Heterohelix globulos* Ehr. (Маслакова, 1978: 1986) не противоречат данной интерпретации.

Коньякский ярус (83, 3 — 85, 8 Ma)

Макрофаунистически достоверно охарактеризованные нормально–морские литофации данного яруса, по–видимому, занимают значительно меньшую площадь, чем принято было считать ранее. В Гетаванском прогибе в левобережье р. Тартар, в районе с. Матагис (Алиев, 1967: Ализаде и др., 1997) нижнеконьякские отложения с конгломератами в основании представлены вулканогенно–осадочными фациями — песчаниками, туфами, туфопесчаниками с прослоями глин, мергелей, аргиллитов и витрокластических туфов — и содержат характерный комплекс нижнеконьякских пелеципод *Inoceramus glatzinae* Fleg., *In. wandereri* And. Последний вид имеет большее географическое распространение и, по данным (Богданова, 1997), как в Крымско–Кавказской области, так и в пределах Евразии характерен исключительно нижнего (при трехчленном делении) коньяка. На нижний коньяк (зона *Gavelinella kelleri*) однозначно указывает также бентосная фораминифера *Gavelinella ammonoides* Reus. (Фораминиферы мезозоя, 1991).

Однако в совместном залегании с иноцерамовой фауной, наряду с транзитными (верхний турон — маастрихт) планктонными фораминиферами, глобот–

рунканидами, в приведенном списке фигурирует также *Globotruncana ventricosa Whaith*, (Ализаде, 1997). Согласно последним представлениям (Harderbol et al., 1998: CTS, 2004: Олферьев, 2008: Peterson, 2004), первое появление данного индекс-вида в глобальной стратиграфической шкале отмечено рубежом 79,66 Ма, чуть выше основания среднего кампана.

По данным Х. Алиюллы (1984), крупные раковины нижнеконьякской формы *In. cf. wandereri* And. обнаружены также в желтовато-серых песчанистых отложениях в 3 км к СЗ от гор. Санасар Кашатагского района. По фауне иноцерам нижне-среднеконьякские отложениях (верхний коньяк, по А. К. Ализаде и др, 1997: Х. Алиюлла и др, 1984) представлены глинисто-песчанистой пачкой и залегают на нижнемеловых отложениях. В низах данной пачки обнаружены крупные раковины типично нижнеконьякской *In. wandereri* And., а в верхней части, кроме позднегурон-коньякских форм, упоминаются также *Inoceramus websteri* Mant., *Cretocheramus (Inoceramus) cf. schloenbachi* Boehm., *crassus* Petr., *Volviceramus (Inoceramus) involutus* Sow. Первые 2 вида однозначно маркируют нижний коньяк (при двучленном делении) Крымско-Кавказской области и Евразии в целом (Богданов, 1997: Собецкий, 1982: Харитонов, 2008).

Зональный вид *Cr. crassus* Peter в Европейской части бывшего СССР завершает нижний коньяк (при трехчленном делении). Зональный вид *V. involutes* в глобальном масштабе маркирует среднюю и нижнюю части верхнего коньяка (Олферьев, 2003: Troger, 1994). Нижнеконьякские мергелистые и слоисто-известняковые отложения с *C. crassus* обнажаются в окрестностях гор. Шуши и с. Джракт. Здесь они представлены толщей известняков с примесью вулканогенного материала и с прослоями серых мергелей общей мощностью 120 м (Азизбеков и др., 1952: Алиев и др., 1972). Важно отметить, что данный нижнеконьякский таксон определен В. П. Рентгартеном (1959) на юго-западной окраине с. Аракел Гадрутского района из прослоев эффузивного потока. Эта находка в определенной мере уточняет геологический возраст эффузивов, датированных ранее В. П. Рентгартеном (1959) рамками нерасчлененного коньяка.

Микрофаунистически охарактеризованные верхнеконьякские отложения с типично верхнеконьякской бентосной фораминиферой *Gavelinella thalmani* Brotz. и транзитными для коньякского яруса планктонными фораминиферами (кроме несовместимой с коньяком верхнесантон-маастрихской формы *Globotruncana ventricosa* Whait), представленные пачкой мелкообломочных туфобрекчий, конгломератов, песчаников, мергелей и песчанистых глин, обнажаются в окрестностях с. Хнушинак (Ализаде, 1997). Эта пачка трансгрессивно залегают на сеноманских осадочных породах и, в свою очередь, перекрывается покровом пироксеновых андезитов сантона. В пределах Восточно-Европейской платформы зона

Gavthelmanni отвечает трем верхним иноцерамовым комплексам коньякского яруса, выше зоны *C. raassus*, что соответствует среднему и верхнему подъярусам коньякского яруса (Олферьев, Алексеев, 2003).

Сантонский ярус (85, 8–83, 5 Ма)

Образования данного яруса, по нашим представлениям, пользуются ограниченным распространением и представлены как осадочными нормально–морскими, так и вулканогенно–осадочными и вулканогенными фациями. Микрофаунистически хорошо охарактеризованный нижний сантон обнажается северо–западнее с. Мартуни и представлен переслаиванием мергелистых глин и мергелей с прослоями мелкозернистых песчаников и глин с характерной фауной бентосных и планктонных фораминифер, в т. ч. с зональным нижнесантонским индекс–видом *Dicarinella (Globotruncana) concavata Brotz* (Ализаде, 1997).

В Мартакертском синклинории северо–западнее с. Гетаван отложения сантона представлены переслаиванием мергелистых глин и мергелей с прослоями мелкозернистых песчаников (20 м), которые по комплексу бентосных фораминифер *Dicarinella (Globotruncana) concavata Brotz.*, *Planglobulina eggeri Cushman*. и др. отнесены к нижнему сантону.

В окрестностях с. Матагис ниже–сантонские отложения представлены однотипной пачкой желтовато–серых толстослоистых некарбонатных песчаников с пропластками глин и аргиллитов (85 м), в которых, кроме фораминифер, В. П. Рентгартемом (1959) определена типично нижнесантонская форма иноцерам *Cladoceramus undulatoPLICATUS michaeli Heinz* (Ализаде и др., 1997).

Кампанский ярус (83,5–70,6 Ма)

Образования данного интервала представлены осадочно–морскими, вулканогенно–осадочными и вулканогенными фациями, и занимают более обширное площадное распространение в Мартакертском, Мартунинском, Сарыбабинском и Гочасском синклинориях. Осадочные фации кампана почти повсеместно представлены белыми, слоистыми пелитоморфными известняками и мергелями с прослоями глин и хорошо охарактеризованы бентосными и планктонными фораминиферами и руководящими формами иноцерам, морских ежей и др.

У с. Матагис среднекампанские плотные слоистые пелитоморфные известняки с прослоями осколчатых глин и мергелей, кроме транзитных фораминифер *Quadriforma (Gyromorphia) allomorphinoides R.* (сантон–нижний эоцен), *Marssonella oxucone R.* (турон–дат) и т. д., содержат также широко распространенную бентосную форму *Eponides frankei B.*, которая в Европейской палеобиогеографической области маркирует среднюю часть верхов кампана (зона BF6, по Беньямовскому, 2001) и в



Фото 4. Слоистость в меловых известковистых отложениях

более древних отложениях в глобальном масштабе не встречается (Атлас..., 1974, Практическое руководство, 1991).

В окрестностях гор. Мартакерта верхний кампан (недифференцированный кампан, по Ализаде и др., 1997) представлен более мощной пачкой аналогичных известняков и содержит как широко распространенную общекампанскую форму иноцерамы *Cataceramus balticus* B., так и *Cataceramus palliseri* Douglas (*Inoceramus regularis* D'Orbigny). Последняя форма четко маркирует хроностратиграфический интервал 80,4–70,6 Ма (Walasczyk, 2004), что при трехчленном делении, соответствует верхнему кампану (GTS, 2004).

Карбонатные литофации кампана особенно широко распространены в Аскеранском и Мартунинском районах, в окрестностях сс. Сардарашен, Норагюх, Храморт, Варазабун, Сарнахшор, Караундж, Мюришен, Ннги, Спитакашен и Кахарци (фото 4). В районе последнего верхи верхнего кампана представлены мощной пачкой светлосерых слоистых пелитоморфных известняков, которые, наряду с вышеупомянутой верхнекампанской формой иноцерамы, содержат также важную форму планктонной фораминиферы *Globotruncana stuarti* L., которая к настоящему времени, в отличие от прежних представлений (Маслакова, 1978:

Мартиросян, 1987), кроме маастрихта, в общепланетарном масштабе маркирует также верхи верхнего кампана (*Patterson et al., 2004; Darvishzad et al., 2009*).

У с. Варазбун Аскеранского района самые верхи верхнего кампана (нижний сантон, по Ализаде и др, 1997) представлены пачкой переслаивающихся глин и мергелей, которые наряду с переотложенными нижнесантонскими бентосными формами *Gavelinella infrasantonica* B. и др. характеризуются типично верхнекампан–маастрихскими планктонными фораминиферами *Pseudotextularia elegans* Rzch. и *Planoglobulina acervulinoides* Egger. Время появления первой формы в GTS 2004 маркируется рубежом в 75,7 Ma, что соответствует второй половине верхнего кампана: вторая форма (по данным GTS, 2004) известна с основания маастрихтского яруса.

В окрестностях с. Мюришен карбонатная фация верхнего кампана достигает своей наибольшей мощности — до 500м. и, кроме общекампанской *C. balticus* B., охарактеризована позднекампан–маастрихтской формой *C. palliseri* D. Среднекампанские известняки обнажаются в 3 км с.-в. с. Караундж Аскеранского района и, кроме общекампанских бентосных форм *Eponides sparksi* W. и кампан–маастрихских планктонных фораминифер *Globotrunkana arca* C., содержат также руководящие формы иноцерам *Sphaeroceramus (Inoceramus) sarumensis* Woods. и *Inoceramus azerbaidjanensis* M. Aliev (*Jagt et al., 2004*). Первая из форм в Польше и Германии известна из самых верхов нижнего кампана, а вторая в Евро–Американской палеобиогеографической области приурочена к среднему кампану (80,6–76,2 Ma), а в США встречается в аммонитовых зонах *Baculites obtustus* и *B. maclearni*, маркирующих самые низы среднего кампана (80, 6–80 Ma). Таким образом, наиболее вероятный относительный геологический возраст данных известняков — верхи нижнего– низы среднего кампана — от 80 до 76 Ma.

По всей вероятности, к этому стратиграфическому интервалу можно отнести также пачку светлосерых пелитоморфных известняков с прослоями мергелей и глин, обнажающихся в Гочасском синклинии, в левобережье р. Воротан, у райцентра Санасар с *I. azerbaidjanensis* A. и др. формами иноцерамов и морских ежей. Там же из розовых пелитоморфных известняков, кроме общекампанской *C. balticus* B, определен также среднекампанский морской еж *Micraster coravium* Posl et Moskv.

Маастрихтский ярус (70, 6–65, 5 Ma)

Данный ярус, по сравнению с кампанским, имеет более ограниченное распространение, представлен осадочными и вулканогенно–осадочными фациями и обнажается в Шаумянском, Мартакертском, Мартунинском, Сарыбабинском и Гочасском синклиниях. Осадочные литофации хорошо охарактеризованы планктонными и бентосными фораминиферами, в т. ч. крупными бентосными

фораминиферами–орбитоидами, иноцерамами, морскими ежами и брахиоподами. Однако, ввиду широкого вертикального распространения отдельных таксонов, в некоторых случаях маастрихтские отложения невозможно дифференцировать от нижележащих кампанских. По данным А. К. Ализаде и др., (1997), в Мартакертском прогибе известняковые отложения маастриха вместе с подстилающими кампанскими пелитоморфными известняками, составляют грабен, протягивающийся от гор. Мартакерт до р. Тартар, и далее в южном направлении.

В окрестностях гор. Мартакерт макро– и микрофаунистически охарактеризованные отложения нижнего маастрихта, представленные серыми песчанистыми известняками, согласно перекрываются также фаунистически охарактеризованными толстослоистыми органогенно–детрусовыми известняками верхнего маастрихта. В Мартунинском прогибе известняки маастрихта обнажаются в основном в северо–восточной части.

В окрестностях с. Храморт Аскеранского района нижний маастрихт (нерасчлененный маастрихт, по Ализаде и др., 1997) представлен серыми и местами розовыми известняками с большой примесью песчаного материала, с прослоями микроконгломератов, с характерным комплексом нижнемаастрихтских бентосных фораминифер *Cibicoides bembix* Marss. и др. и кампан–нижнемаастрихтской формой иноцерамы *Inoceramus pertenius* Meek et Hayd, которые согласно налегают на кампанские известняки.

К верхам верхнего кампана и к нижнему маастрихту (верхний сантон по М. Алиеву и др., 1988), по всей видимости, относятся фораминиферовые пелитоморфные известняки с прослоями глин и мергелей у с. Кахарци с планктонными видами *Globotruncanita stuarti* (верхи верхнего кампана — маастрихт) и *Globotruncanella rosetta* Cars. (кампан — маастрихт), залегающие под вулканогенно–эффузивной толщей. К вышеуказанному интервалу относится также пачка белых пелитоморфных известняков с *G. cf stuarti* (Lapp), обнажающихся между сс. Варазбун и Сарнахпур Аскеранского района. Данное предположение подтверждается также кампан–нижнемаастрихтской руководящей формой иноцерамов *Cataceramus balticus* Boehn, найденной из данной пачки в окрестностях с. Сарнахпур.

Маастрихтские карбонатные литофации хорошо обнажаются в 10 км восточнее гор. Мартакерт, где наблюдается фаунистически охарактеризованный морскими ежами и фораминиферами непрерывный разрез от нижнего маастрихта до верхнего дания включительно (Гасанов и др., 2002). Верхний маастрихт здесь представлен светло–розовыми мелоподобными известняками с пропластками аргиллитов и, наряду с другими формами бентосных и планктонных фораминифер, охарактеризован очень важным и широко распространенным планктонным

таксоном (зональный индекс–вид) *Abathomphalus mayaroensis Bolli*, который в планетарном масштабе (GTS–2004) характеризует верхний маастрихт, исключая самые низы.

В Гочасском синклинии фаунистически охарактеризованные маастрихтские отложения обнажаются в бкм к СЗ от г. Джракн Гадрутского района и представлены органогенно–обломочными известняками с фауной крупной бентосной фораминиферы орбитоида *Orbitoides apiculata Schelum* (Ализаде и др., 1997). Этот таксон, по мнению С. Григорян (1986), в Италии, Испании, Греции, Индии и Армении характерен для верхнего маастрихта, однако в GTS–2004 в глобальном масштабе он маркирует почти весь маастрихт, исключая самые низы. В центральной части Гочасского прогиба, по левому склону долины р. Очанц, (нижний маастрихт–сантон по Ализаде и др., 1997) представлен мощными вулканогенно–осадочными пачками вулканитов, пелитоморфных плотных известняков, туфопесчаников, туфобрекчий, осколчатых глин и аргиллитов с кампан–маастрихтскими планктонными фораминиферами и *Inoceramus alaeiformis Zek*. Этот вид иноцерамы и близкие к нему варитеты, по мнению (Walaszczyk, 2004; Бобкова и др., 1987; Алиева, 1988; Верхний мел юга СССР, 1986, GTS–2004), в пределах Евразии известны с верхнего кампана и его верхней части. В Крымско–Кавказской области, Дагестане и Закаспийской области, а также в Мангышлаке, в Западной Туркмении и Аквитании он известен с нижнего маастрихта и нижней части верхнего маастрихта, а в нижнекампанских и тем более в сантонских отложениях не встречается. К нерасчлененному маастрихту относятся также вулканогенно–карбонатные образования у с. Гохтаник и горы Гохтаник в междуречье Очанц и Шалуа Кашатагского района. Они представлены чередованием известковистых гравелитов, песчаников, алевролитов, ожелезненных базальтов и светлых пелитоморфных глоботрункановых известняков и охарактеризованы бентосными и планктонными фораминиферами, иноцеррами и орбитоидами (Железняк и др., 1976).

Кайнозой

Кайнозойские образования в исследуемом регионе, в отличие от мезозойских, имеют несравненно меньшее площадное распространение и представлены осадочными нормально–морскими и континентальными вулканогенно–осадочными и чисто вулканогенными разновидностями. Морские осадочные и вулканогенно–осадочные фации палеоценового, эоценового отделов охарактеризованы в основном мелкими и крупными фораминиферами, которые отличаются высокой биостратиграфической разрешающей способностью, и в меньшей мере другими формами беспозвоночной фауны. В зонации по мелким планктонным

фораминиферам, там, где возможно, использована современная детализированная шкала нижнего и среднего палеогена В. Н. Беньямовского (2001) для Крымско-Кавказской области, в которой биозоны обозначены как PP (PP₁ нижний даний, PP₁₅ приабонский ярус верхнего эоцена), а также стандартная глобальная шкала палеогена низко-среднеширотного пояса Земли В. А. Берггрена и П. Н. Персона (*Berggren and Pearson, 2005*), где палеоценовые биозоны обозначены как P (P₁ — даний, P₅ — верхний танет), а эоценовые биозоны — буквой E (от E₁ до E₁₅ для верхней части приабонского яруса верхнего эоцена). При зонации по крупным фораминиферам (нуммулиты, орбитоиды, дискоциклины и т. д.) использованы зональные шкалы палеоцен-эоцена (*Serra-Kiel et al, 1998*) Средиземноморской области и Е. Ю. Закревской (2005) северо-восточного Паратетиса, охватывающие южные регионы бывшей территории СССР, где биозоны имеют символику SBZ (от SBZ₁ даний до SBZ₂₀ верхи приабонского яруса верхнего эоцена).

2.2.4. Палеоцен

Датский ярус (65, 5–61, 7 Ma)

Представлен исключительно осадочными флишеподобными пелитоморфными, реже песчанистыми известняками и мергелями, фаунистически охарактеризованы только морскими ежами и фораминиферами, имеют ограниченное распространение, обнажаясь всего в нескольких пунктах Сарыбабинского и Мартунинского прогибов, где они повсеместно, зачастую с базальными конгломератами в основании, залегают на маастрихтские отложения.

В Сарыбабинском синклинории датские карбонатные фации обнажаются в Шаумянском районе всего в одном пункте — на участке впадения левого притока р. Тартар — р. Егци, северо-западнее древнеармянской церкви Дадиванк, и представлены темно-серыми крепкими слоистыми трещиноватыми известняками и мергелями, выше переходящими в толстослоистые органогенные глинистые известняки (165м), с характерным комплексом дат-зеландских фораминифер *Globorotalia pseudobulloides* Plum., *Subbotina triloculinoides* Plum. и др.

По литературным данным (Алиюлла, 1977; Гасанов, 1988, 2002), в Мартунинском синклинории карбонатные фации датского яруса известны из нескольких пунктов: в 0,5 км западнее с. Хнапат, 1,5 км юго-восточнее с. Норагюх, в окрестностях сс. Сардарашен, Храморт и Парух Аскеранского района, и 10 км восточнее Мартуни. Они представлены в основном белыми и светло-серыми известняками и мергелями с прослоями глин и глинистых песчаников и почти повсеместно залегают на розоватые известняки маастрихта. Датский возраст подтверждается наличием руководящих датских форм морских ежей *Echinocorys renngarteni*

Moskvin, E. edhem Boehm, Homoeaster abichi Anth. и др., а также планктонными и бентосными фораминиферами *Subbotina (Globigerina) trivialis Subb.*, *Verneuilina kelleri Moroz.*, *Anomabinoides (Anomalina) danicus Brot.* и др.

В северо-восточных предгорьях Малого Кавказа, в северо-восточной части Шаумянского района флишеобразные отложения дата, представленные разнослойными белесоватыми пелитоморфными известняками и мергелями, обнажаются в окрестностях сс. Дозулар и Армянские Борисы. Здесь они согласно залегают на маастрихтских слоях и по фауне мелких фораминифер подразделяются на 2 зоны: нижнюю с *Globoconusa daubjergensis (Bronn)* и верхнюю с *Acarinina schachdajica (Khal)* (Ализаде и др., 1989).

К настоящему времени биозона *Globoconusa daubjergensis* (Беньямовский, 2001: Зональная стратиграфия, 2006) соответствует не всему нижнему данию, а только верхам нижнего дания, биозоне PP₂ Крымско-Кавказской области и нанопланктоновой биозоне NP₃ с *Cruciplacolithus tenitensis*, отмеченных также К. А. Ализаде и др. (1989). Таким образом, нижняя часть нижнего дания в объеме нанопланктонных зон NP₁ и NP₂ и планктонно-фораминиферовой зоны Крымско-Кавказской области PP₁ в данной части Шаумянского района, в свете современных представлений, как по планктонным фораминиферам, так и по нанопланктону отсутствует.

Средний палеоцен

Зеландский ярус (61,7–58,7 Ma)

В отличие от датских отложений, карбонатно-глинистые литофации зеландия имеют более широкое распространение, хорошо охарактеризованы планктонными и бентосными фораминиферами и в меньшей степени — морскими ежами и обнажаются в нескольких пунктах Мартакертского, Аскеранского, Кашатагского и Шаумянского районов. В Аскеранском районе верхний зеландий (нижний палеоцен, по данным предыдущих исследователей (Гасанов и др., 1988) представлен микрофаунистически хорошо охарактеризованными флишеподобными темно-серыми переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, мергелями, глинами и известняками, которые прослеживаются узкой полосой на расстоянии 5 км от восточных окраин с. Храморт до северо-восточной части с. Хнапат.

Данный стратиграфический интервал (60–58,7 Ma) четко обосновывается по наличию обильной фауны, очень широко распространенной руководящей планктонной формы мелких фораминифер, которая является зональным индекс-видом *Morozovella (Globorotalia) angulata White* и *Globanomalina (Globorotalia) pseudomenardii Boll.* Последняя планктонная форма и по глобальной шкале, и по различным региональным шкалам, в частности по Крымско-Кавказской шкале,

четко маркирует верхнезеландско–нижнетанетский интервал в 60–56,8 Ма от подошвы планктонной биозоны P4a до кровли P4c (Зональная стратиграфия, 2006: Бугрова, 2009: Беньямовский, 2001: Patterson et al, 2004: GTS–2004: Tmalla, 2007).

В Кашатагском районе в пределах Карвачарской наложенной мульды в 2 км к юго–западу от с. Башлыбель нерасчлененный зеландий (нерасчлененный палеоцен, по данным Ализаде и др, 1972: Паффенгольц, 1979: Шихалибейли и др, 1989) представлен маломощными массивными фиолетовыми известняками, которые слагают северо–восточное крыло крупной антиклинали. В отличие от подавляющего большинства палеоценовых отложений исследуемого региона, охарактеризованных только мелкими фораминиферами, эти известняки содержат также остатки морских ежей *Duncanister cf. luppovi Bajar*, *Isaster afchasicus Schw* (определения Москвина М. М.).

Осадочные отложения зеландского региона (нерасчлененный палеоцен, по данным Шихалибейли и др., 1989), с вышеупомянутыми планктонными фораминиферами *Morozovella (Globorotalia) angulata White*, *Globanomalina (Globorotalia) pseudomenardii* и др. (определения Ветровой С. В.), представленные чередованием глинистых известняков и известковистых аргиллитов с редкими прослоями песчаников в верхней части, обнажаются также в центральной части Сарыбабинского синклиория, в окрестностях с. Нор Геташен, (Шихалибейли и др, 1989).

Несомненно, к зеландскому ярусу, вероятнее всего к его нижней части, можно отнести также средне–толстослоистые крупнозернистые песчаники, ранее датированные (Шихалибейли и др., 1989: Халилов, 1984) верхней частью нижнего палеоцена с *Morozovella (Globorotalia) angulata* и др. формами планктонных фораминифер.

Наличие в данном комплексе типичной формы *Subbotina (Globigerina) triloculinoides Plumm.* и отсутствие верхнезеландских и верхнезеландско–нижнетанетских планктонных форм *Morozovella conicotruncata* и *Globanomalina pseudomenardii* с большей долей вероятности позволяют локализовать геологический возраст данных маломощных отложений нижним зеландием (при двухчленном делении) в объеме 61,7–60 Ма, который соотносится по глобальной шкале GTS–2004 с планктонно–фораминиферовой биозоной P3.

Верхний палеоцен

Танетский ярус (58, 7–55, 8Ма)

Небольшие выходы палеонтологически охарактеризованных (мелкие и крупные фораминиферы) осадочных отложений данного яруса обнажаются в нескольких пунктах Аскеранского, Мартакертского и Шаумянского районов.

В Аскеранском районе верхний танет (низы верхнего палеоцена, по данным Т. Гасанова, 1988) в северо–восточных окрестностях с. Хнапат представлен поло-

гозалегающими флишеподобными аргиллитово–алевролитовыми отложениями с пропластками глин и мергелей, которые содержат планктонные фораминиферы *Igorina (Acarinina) tadjikistanensis djanensis Schuz.*, *Acarinae acarinata Sub.* (определения Р. М. Алиевой).

В Мартакертском районе танет обнажается в двух пунктах, непосредственно в окрестностях с. Матагис и в левобережье р. Тартар, в окрестностях Тартар ГЭС. В первом пункте танет представлен маломощной пачкой серых мергелистых глин и содержит общетанетскую планктонную фораминиферу *Subbotina (Globigerina) nana (Chal.)* (Халилов, 1984). Во втором пункте, в самой нижней части разреза, преобладают темно–серые крупнозернистые гравелистые песчаники, которые кверху переходят в флишеподобное чередование песчаников и глин, содержащих в изобилии ископаемые раковины крупных фораминифер, нуммулит, *Nummulites fraasi de la Harpe*, *N. deserti de la Harpe*, *N. solitarus de la Harpe* (Багманов 1980).

Все эти формы в средиземноморском регионе и сопредельных областях в целом четко маркируют биозоны SBZ–5 и SBZ–6 (нижний иллерд) в хроностратиграфическом диапазоне 56, 6–58, 8Ma, что в современной интерпретации CTS–2004, соответствует верхней трети танетского яруса (Serra–Kiel et al, 1998).

К этому же возрастному интервалу относится толща белых известняково–гравелистых отложений, обнажающихся, по данным М. А. Багманова (1980), в верхнем течении правого притока р. Тутхун, с обильной фауной *N. fraasi de la Harpe*.

2.2.5. Эоцен

В отличие от палеоценовых образований, представленных исключительно осадочными нормально–морскими отложениями, эоценовые представлены как осадочными, так и вулканогенными и вулканогенно–осадочными разновидностями. В пределах Альпийско–Гималайского пояса эта особенность характерна также для других регионов и обусловлена активизацией тектонических и коллизионных процессов в эоцене, которые спровоцировали активизацию разнохарактерных вулканических и магматических проявлений (Джрбашян, 1989; Тимофеев, 1989). Осадочные и вулканогенно–осадочные образования эоцена охарактеризованы в основном мелкими и крупными фораминиферами

Нижний эоцен

Ипрский ярус (55, 8 — 48, 6 Ma)

К настоящему времени этот ярус в международной шкале подразделяется на 2 равноценных подъяруса: нижний–иллердский и верхний–кюизский, каждый из которых в свою очередь подразделяется на 3 части (рис. 2.7).

млн. лет (МА)	отдел (подотдел)	ярус GTS 2004	подярусы	палеомагнитная шкала хроны, субхроны GTS 2004	биозоны по крупным формам фауны Serra-Kleli 1998, Закревская, 2005.	биозоны по планктонным фораминиферам биозоны Крымско-Кавказской области Беньяминский 2001, 2008	НКР хроностратиграфическое положение отдельных геологических образований и свит по Багманов 1980, Гасанов 1985, 1988, Исмаил-Заде 2001, Паффенгольц 1979, Халилов 1964, 1978, 1984, Шихалибеги 1964, 1989 с исправлениями Мелик-Адамяна
49	НИЖНИЙ ЭОЦЕН	ИПРСК ИЮИЗ	верх. С 22	C22n	SBZ12	PP11	
50				С 22г	SBZ11	PP10	
50,8	СРЕДНИЙ ЭОЦЕН	ИПРСК ИЮИЗ	С 23	C23n	SBZ10	PP9	Верхнехнапатская известняково-песчаниковая подсвита (200м) с планктонными <i>Morozovella</i> <i>marginodentata</i> и бентосными <i>Anomalina grossergosa</i> и др. фораминиферами
51				C23п2			
52	СРЕДНИЙ ЭОЦЕН	ИПРСК ИЮИЗ	С 24	C24n1	SBZ9	PP9	Нижнехнапатская подсвита (43м) флишеподобное чередование аргилитов песчаников мергельных и глинистых известняков с планктонными форамини- ферами <i>Morozovella subbotina</i> , <i>M. marginodentata</i> <i>M. lentiformis</i>
53				C24n2	SBZ8		
54	СРЕДНИЙ ЭОЦЕН	ИПРСК ИЮИЗ	С 24	C24n3	SBZ7	PP9	
55							

Рис. 2.7. Хрономагнитостратиграфическая схема
нижнего эоцена Нагорно-Карабаха

Осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные фации данного яруса обнажаются в ряде участков юго-западного сектора Шаумянского, Мартакертского и Аскеранского районов. В последнем секторе аргиллиты, алевролиты, глинистые и песчанистые известняки обнажаются в 1–2 км севернее с. Хнапат и выделены в качестве хнапатской свиты (Гасанов, 1988). Нижняя флишеподобная подсвита представлена ритмичным переслаиванием серых и зеленоватых аргиллитов, песчаников, мергельных и глинистых известняков и характеризуется почти полным отсутствием бентосных и наличием планктонных мелких фораминифер *Morozovella (Globorotalia) subbotinae* Sch., *M. marginodentata* Subb., *M. lentiformis* Subb. и др.,

наличие которых, в частности последней формы, появившейся в GTS-2004 впервые на рубеже 54,4 Ма, позволяет локализовать биостратиграфический объем данной подсвиты в рамках биозоны верхней части PP9a и PP9b, что соответствует нижней части ипрского яруса.

Верхняя подсвита хнапатской свиты (200 м) представлена ритмичным переослаиванием глинистых, мергельных и песчанистых известняков с резким преобладанием песчаников и содержит богатый комплекс бентосных мелких фораминифер *Anomalina grosserugosa*. Аналогичный комплекс вышеуказанных планктонных фораминифер содержит также туфогенно-осадочные образования (40–50 м), обнажающиеся в 2 км юго-западнее с. Иванян, датированные Т. Гасановым (1988) средним эоценом. Однако наличие в данном комплексе зональных индекс-видов *Morozovella aragonensis*, первое появление которых в Крымско-Кавказской области датируется рубежом 50,6 Ма, и *Acarinina pentacamerata Subb* на рубеже 50,3 Ма позволяет локализовать данные отложения биозоной PP10b (50,3–49,8 Ма), что коррелируется с верхней частью биозоны E₆ и нижней частью E₇, охватывает среднюю часть обратномагнитического хрона Ц22ч и совпадает с нижней частью верхнего и нижнего эоцена (Беньямовский, 2001; Закревская, Беньямовский, 2008).

Данные отложения с базальными конгломератами в основании несогласно залегают на пирокластически-осадочные образования кимериджа и перекрываются в восточной части суглинками и супесями голоцена. В Мартакертском районе, в окрестностях ТартарГЭС, непосредственно на правом борту р. Тартар, верхняя часть разреза, представленная желто-бурыми песчаниками и глинами с пропластками гравелистых известняков (26 м), содержащих зональный индекс-вид *Morozovella aragonensis* из биозоны PP10a, а также крупные фораминиферы-нуммулиты *Nummulites planulatus Lam.*, *N. irregularis Desh.* и др. (Багманов, 1980). Первый из них повсеместно — как в Средиземноморской области, так и в северном Прикаспии и Мангышлаке — четко маркирует бионозу SBZ-10 (нижний кюиз) с приблизительным интервалом 52,8–50,7 Ма, а вторая форма в Средиземноморском регионе и в Крыму характеризуется более широким вертикальным диапазоном распространения SBZ-10–низы SBZ-13, однако первое появление намечается со второй половины SBZ-10, приблизительно на рубеже 52 Ма. Таким образом, по нуммулитам относительный геологический возраст верхней части тартаргэсской свиты можно датировать второй половиной биозоны SBZ-10 52–50,7 Ма, что почти совпадает с объемом биозоны PP10a в 50,6–50,3 Ма и, следовательно, двумя независимыми методами подтверждает высокую биостратиграфическую разрешающую способность и точность обеих шкал. (Serra-Kiell et al, 1998; Беньямовский, 2001a; Закревская, 2005).

Нижнеэоценовые разнофациальные отложения ипрского региояруса наиболее широко развиты в юго-западном секторе Шаумянского района, в бассейнах верхнего течения рек Тартар и Агари в пределах Карвачарского наложенного прогиба. Они представлены светло-серыми известняками с пропластками темно-серых, почти черных аргиллитов, песчаников и гравелитов. Вулканогенно-осадочные образования данного региояруса наиболее широко развиты в юго-западном секторе Шаумянского района, в бассейнах рек Тартар, Тутхун и Шалуа, а также на северных склонах г. Црасар (Далидаг) и на западном склоне г. Кети. Эти образования общей мощностью 50–230 м, известные в литературе как соткский (зодский) горизонт, представлены в основном чередованием толсто- и тонкослоистых глинисто-обломочных песчаников, детритусовых и органогенных известняков, макрофаунистически охарактеризованных крупными фораминиферами, со сравнительно маломощными (1,5–20 м) потоками и покровами андезитов и андезитовых туфов (Шихалибейли, 1964; Шихалибейли и др., 1989; Халилов, 1978; Стратиграфический словарь СССР, 1982; Багманов, 1980). Наиболее полный разрез соткского горизонта мощностью 229 м обнажается в бассейне верхнего течения р. Тутхун, в окрестностях с. Корекник, а также в бассейне верхнего течения р. Шалуа, в районе с. Зорацик, в окрестностях вершины 2623 м Кашатагского района (Шихалибейли, 1964). Из различных «нуммулитовых» известняков и туфопесчаников соткского горизонта был определен богатый и разнообразный комплекс крупных бентосных фораминифер, нуммулитов, оперкулин, дискоциклин и ассилилин: *Nummulites irregularis* Desh., *N. nitidusdela* H., *N. distans* Desh., *N. pratti* D'Arch, *Operculina califera* d'Arch, *Op. escheri (ammonea)* Hott., *Op. gigantea* Mayer-Eimer, *Discocyclus cella* d'Arch, *Dis. fortsi (umbo)* Scharf., *Assililina praespira* H. Douv и др. (по определениям И. В. Качарава, М. А. Багманова, Т. А. Мамедова и Ш. А. Бабаева). Они датируют геологический возраст соткской свиты и покровных андезитов, в диапазоне нерасчлененного среднего эоцена, т. е. в объеме лютетского и приабонского региоярусов (Шихалибейли и др., 1989; Исмаил-заде, 2001). М. А. Багманов (1980) на основании редчайшей для территории бывшего СССР находки *Assililina praespira* Rutt., датирует верхнюю часть соткской свиты в объеме нерасчлененного лютетского региояруса среднего эоцена. К настоящему времени этот вид для стран Средиземноморского региона приурочен только к биоzone SBZ-13 в 49–46 Ma, (Serra-Kiell et al., 1998), что соответствует, при трехчленном делении, нижней части лютетского региояруса. Однако по более новым данным (Закревская, 2005), в Крыму тот же вид маркирует вторую половину SBZ-11 и первую треть SBZ-12, что соответствует верхам среднего и низам верхнего кюизского региоподъяруса (бывший симферопольский региоярус территории СССР), или верхнего ипра. Следовательно, правильнее возраст соткской свиты рассматривать

в рамках средневерхнекюизского или верхнеипрского биостратиграфического интервала (биозона SBZ-10-11), вероятнее всего в объеме биозоны SBZ-11 среднего кюиза — 50,7–49,5 Ма (рис. 2.7).

Средний эоцен

Лютетский ярус (48,6–40,4 Ма)

Осадочные нормально-морские и вулканогенно-осадочные образования данного яруса имеют небольшое развитие в Шаумянском и Кашатагском районах НКР и очень локально обнажаются в районе с. Матагис Мартакертского района. В Шаумяновском районе вулканогенно-осадочные образования лютетского яруса — нерасчлененный средний эоцен (Багманов, 1980: Шихалибейли и др., 1989), т. н. црасарская свита представлена мощной толщей слоистых туфогенов и хорошо обнажается в бассейнах верхнего течения рек Тартар, Тутхун и на северо-восточных склонах г. Црасар стратиграфически выше вулканогенно-осадочных пород соткской свиты. Црасарская свита, максимальной мощностью около 1300 м, по своим литологическим особенностям подразделяется на 3 горизонта: нижний слоисто-туфогенный, средний туффитово-известняковый и верхний слоисто-туфогенный.

Нижний слоисто-туфогенный горизонт, представленный чередованием зеленоокрашенных туфопесчаников, туфов, туффитов, мергелей, согласно залегает на соткскую свиту и лишен ископаемой фауны. Из песчанистых нуммулитовых известняков средней части среднего туффитового горизонта и из черных нуммулитовых известняков верхней части верхнего горизонта, слоистых туфогенов црасарской свиты Т. А. Мамедовым, Ш. А. Бабаевым, М. А. Багмановым определен представительный комплекс крупных бентосных фораминифер, дискоциклин *Discocyclus discus* Rut., *D. (umbo) forsi* d'Arch., *D. sella* D'Arch., *D. varians* Kauf., *D. nummulitica* Guem., *D. chudeaui* Schiub и др. и нуммулитов *Nummulites (uroniensis) uranensis* de la Harpe, *N. atacicus* Leym., *N. gizehensis* Forsk (Шихалибейли и др., 1989). Вышеприведенные формы дискоциклин, по данным Е. Л. Портной (1974) и С. М. Григорян (1986), как в Крымско-Кавказском регионе, так и во всей Евразии отличаются довольно широким вертикальным диапазоном распространения: средний-верхний эоцен, бахчисарайский, симферопольский, бодарский и альминские регионарусы территории бывшего СССР, SBZ-8-19, и, таким образом, лишены биостратиграфической разрешающей способности. По новейшим данным, в общепланетарном масштабе, *N. atacicus* Leym охватывает биозоны SBZ-8-13, *Nummulites (uroniensis) uranensis* de la Harpe четко маркирует биозону SBZ-13 (нижний лютет), а *N. gizehensis* в странах Средиземноморского региона — биозоны SBZ-14-16 (средний-верхний лютет), а в

Сирии и Армении он появляется в нижней части верхнего эоцена (Григорян, 1986: Serra-Kiell et al., 1998: Закревская, 2005). Исходя из вышеуказанных аргументов, наиболее вероятный узковертикальный диапазон средней и верхней частей црасарской свиты в рамках ранее нерасчлененного среднего эоцена (по современным представлениям, от 48,6 до 37,2 Ma), впервые представляется возможным уточнить верхами биозоны SBZ-13 и низами биозоны SBZ-14 в приблизительном интервале от 47 до 45Ma, что соответствует верхам нижнего лютета.

По данным Э. Ш. Шихалибейли (1989), несколько западнее, в долине р. Тартар, на отрезке с. Нор-Бананд — с. Джермаджур (Истису) — восточный склон г. Кети (3999 м) црасарская свита по простирацию фациально замещается вулканогенными и пирокластическими образованиями агломератово-глыбовых риолито-дацитовых туфов с подчиненными покровами фиолетово-серых плагиоклазовых андезитов, андезито-базальтов и их туфобрекчий, общей мощностью до 1000м, выделенных в качестве карвачарской (кельбаджарской) свиты (Кашкай, Хаин, Шихалибейли, 1952).

В Мартакертском районе, западнее с. Матагис, низы лютетского яруса представлены флишевым чередованием зеленовато-серых мелко- и среднезернистых известковистых песчаников с обильной фауной мелких планктонных фораминифер *Turborotalia (Globigerina) frontosa* и др. (Халилов, 1962). Этот вид, по данным Е. Ю. Закревской и В. Н. Беньямовского (2008), как для Крымско-Кавказской области, так и для низко-среднеширотного пояса Земли в целом характеризует самый конец ипрского яруса и соответствует среднеэоценовой зоне *Acarinina rotundi marginata* PP12 с возрастным диапазоном 47,7–46,2 Ma.

В Кашатагском районе терригенно-глинистые и вулканогенно-осадочные отложения лютета (верхи среднего и низы верхнего эоцена, — Гасанов, 1985, 1989) развиты несравненно более широко и хорошо обнажаются на левобережье р. Агари, в окрестностях с.с. Товмасар, Урекан, Ицан, Джали, Азаташен и гор. Санасар. Наиболее полный разрез лютетского яруса, протяженностью около 10км., обнажается непосредственно в окрестностях с. Товмасар и в нижней флишеидной части разреза содержит фауну планктонных фораминифер *Morozovella (Truncorotalia) caucasica* Glaesser и др. Выше по разрезу отмечается важнейшая планктонная форма *Globigerinatheka index* (Finl) (определение Р. М. Алиевой), первое появление которой как в Крымско-Кавказской шкале, так и для низко-среднеширотного пояса Земли в целом характеризует терминальную часть биозоны P9=E8, или среднюю верхнелютетскую подзону PP13 в с нижней абсолютной отметкой приблизительно в 44Ma (Беньямовский, 2001: Закревская, Беньямовский, 2008: Patterson et al, 2004).

Бартонский ярус (40,4–37,2 Ма)

Фаунистически датированные образования данного регионаруса представлены исключительно нормально–морскими осадочными отложениями, которые пользуются весьма ограниченным площадным распространением и охарактеризованы только мелкими фораминиферами. Естественные выходы их известны только в окрестностях с. Матагис Мартакертского района, а также в нескольких пунктах ныне оккупированного Азербайджанской Республикой северо–восточного сектора Шаумянского района НКР, в окрестностях сс. Армянские Борисы, Карачинар и т. д. По данным Д. Халилова (1962, 1984), верхнеэоценовые кумские отложения в окрестностях с. Матагис представлены пачкой рыхлых средне– и крупнозернистых песчаников, выше которых залегают серые и коричневые тонко– и среднеслоистые мергелистые глины, мергели и глины. Бартонский возраст этих относительно глубоководных образований устанавливается, в первую очередь, по наличию планктонных фораминифер *Subbotina (Globigerina) turcmenica Chalil.* и *Subbotina (Globigerina) azerbaijanica Chalil.* (определения Д. Халилова), которые, по последним данным (Беньямовский, 2001, 2008; Бугрова, 2009)), и в Крымско–Кавказской области, и в Туркмении четко характеризуют всю биозону PP14 (*Subbotina turcmenica s. l.*) кумского регионаруса и соответствуют объему нерасчлененного бартонского яруса.

Такие же планктонные формы известны из глинисто–аргиллитово–песчаных отложений, вскрытых буровой скважиной на глубине 160 м. под четвертичными отложениями в районе с. Бердашен Мартунинского района и из аналогичных по литологическому составу пород, вскрытых буровыми скважинами на глубинах 210–220 м, непосредственно под осадками майкопской серии в окрестностях с. Вазгенашен, на границе Аскеранского и Мартунинского районов (Гасанов, 1988). Однако наличие в данных керновых ассоциациях типично верхнекумской бентосной формы *Caucasina eoacaenica Chalil.* с большей долей вероятности впервые позволяет локализовать возраст этих отложений второй половиной бартона в объеме бентосно–фораминиферовой биозоны *Caucasinella pseudoeloguta* (Бугрова, 1988), что почти совпадает с планктонной биозоной PP14 в Крымско–Кавказской области (Беньямовский, 2001).

По мнению Э. Бугровой (1988, 2009) и Е. Краевой (1984), *Caucasina eoacaenica* и в Крыму, и в Туркмении характеризуется очень узким вертикальным диапазоном распространения, встречаясь исключительно в верхнекумских отложениях. Эта верхнекумская форма, наряду с другими видами эндемических бентосных фораминифер *Caucasina aziderensis* т. д. определена Л. Мамедовой из глинисто–аргиллитово–песчаных отложений из скважины 5 между гор. Мартакерт и с. Иванян и скважины 8, северо–восточнее с. Хнапат. Их геологический возраст

предыдущими исследователями (Гасанов, Кязимов, 1988) ошибочно интерпретировался в рамках нерасчлененного верхнего эоцена (приабонский ярус).

По данным Д. Халилова (1962, 1984), нерасчлененные бартонские отложения (биозона *Subbotina turcmenica*) с вышеупомянутыми планктонными фораминиферами и богатым комплексом преимущественно эндемичных бентосных фораминифер и точно не определенных радиолярий, представленные серыми слоистыми глинами, были вскрыты скважинами восточнее с. Матагис и в окрестностях с. Марага Мартакертского района.

Верхний эоцен

Приабонский ярус (37,2–33,9 Ма)

Отложения данного яруса, как и нижележащие породы бартона, имеют ограниченное распространение, но в отличие от бартоносских, представлены как вулканогенно–осадочными, так и нормально–морскими фациями. Они охарактеризованы фауной бентосных и планктонных фораминифер, двустворчатых моллюсков и кораллов, обнажаясь в южной части Шаумянского района, в бассейне среднего и нижнего течения р. Агари, в районе с. Матагис, а также вскрыты буровыми скважинами в окрестностях с. Марага.

К настоящему времени (Попов и др., 1993; Бугрова, 2009) приабонский ярус в пределах палеобассейна Восточного Паратетиса, охватывающий, в том числе, все южные регионы территории бывшего СССР, принято рассматривать как хроностратиграфический аналог белоглинского регионального яруса (альминский, в северном Причерноморье). Белоглинский позднеэоценовый водоем был самым крупным морским палеобассейном в кайнозое, и покрывал грандиозное пространство от Карпат до Закавказья, Средней Азии и Западной Сибири. Отдельными поднятиями Альпийского складчатого пояса он уже отделялся от Неотетиса, но при высоком эвстатическом уровне Мирового океана соединялся с ним проливами в области Малого Кавказа и Малой Азии. Таким образом, осадконакопление в белоглинское время осуществлялось на фоне восходящих тектонических движений (Попов и др., 1993).

Самые низы приабонского (или белоглинского) регионаруса, представленные чередованием конгломератов, брекчий, песчаников, аргиллитов с пропластками известняков общей мощностью до 250 м, обнажаются в привершинной части г. Црасар и юго–восточнее с. Нор–Бананц с содержанием пелициподовой фауны *Amussium semiradiatus Moyer*, *Snondylus radula Lat.*, *Miltha (Lucina) subargus Abich* и др., по определениям В. Яркина и М. Багманова (Шихалибейли и др, 1989). Последняя форма, согласно современным представлениям, отличается наиболее узким вертикальным диапазоном распространения и в пределах Закавказья (Ахал–

цихская депрессия, бассейн р. Веди и Нахичеван) четко маркирует нижнюю часть (слои марды) белоглинского региояруса при трехчленном делении (Попов и др., 1993; Кучулория, 1964; Асланян, 1974).

В Кашатагском районе белоглинский региоярус представлен полого залегающими флишоидными аргиллитами, алевролитами, песчаниками и глинистыми известняками, обнажающимися в окрестностях сс. Товмасар, Азаташен, Ицан, Урекан и др. с характерной белоглинско-приабонской фауной планктонных фораминифер *Globigerina eoacaenica irregularis Subb.*, *Globigerinatheka index Finl.*, *Subbotina (Globigerina) corpulenta Subb.* и др. (Гасанов, 1985, 1989). В Мартакертском районе приабонский ярус обнажается в районе с. Матагис и представлен маломощными серыми и частично зеленовато-серыми, мергелистыми глинами с налетом окиси марганца и редкими прослоями песчаников, с планктонными *Subbotina (Globigerina) corpulenta Subb.*, *Globigerinatheka index Finl.* и др. и бентосными *Planulina costata (Hantken)* и др. (Халилов, 1962, 1984).

2.2.6. Олигоцен (33,9–23,03 Ма)

В пределах исследуемого региона олигоценовые образования, в отличие от нижележащих осадочно-вулканогенных и вулканогенных фаций эоцена, представлены исключительно нормально-морскими и солонатоводными осадочными породами, охарактеризованными фауной ископаемых моллюсков, мелких фораминифер, остракод и рыб, которые отличаются относительно небольшим площадным развитием. По данным М. Ф. Носовского (2003), нижний олигоцен в объеме рюпельского яруса в пределах Восточного Паратетиса идентифицируется с нижней подсерией майкопской серии, и верхний олигоцен — хаттский ярус со средней серией майкопа.

Нижний олигоцен

Рюпельский ярус (нижний майкоп) 33,9–28,4 Ма

Фаунистически достоверно охарактеризованные осадочные отложения этого региояруса имеют ограниченное распространение, обнажаясь исключительно в южных секторах Кашатагского и Гадрутского районов, в бассейнах среднего течения рек Воротан и Агари, а также непосредственно в Приараксинской зоне. В Кашатагском районе отложения рюпеля, как правило, заполняют средне- и верхнеэоценовые синклиналильные складки северо-западного простирания, обнажаясь в районе сс. Джрали, Ицан, Урекан, Товмасар, Азаташен и непосредственно в окрестностях райцентра Санасар (Гасанов, 1985, 1989; Ализаде, 1968). Эти отложения (920 м) в нижней части разреза представлены конгломера-

то–брекчиевой толщей, переслаивающейся с аргиллитами и песчаниками, а в верхней части — песчано–алевритовыми фациями (рис. 2.8). Для нижней толщи характерно наличие олистостромов, представляющих собой отдельные неокатанные обломки и блоки (1,5–3 м в поперечнике) и останцы лав андезитов, андезито–базальтов, трахибазальтов, лавобрекчий, известняков, а также габбро–пироксенитов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, захороненных преимущественно в аргиллитах и алевролитах. В нижней части разреза из аргиллитов и алевролитов обнаружен небольшой комплекс планктонных — *Turborotalia (Globorotalia) cf. denseconnexa* Subb. и бентосных *Rotalia beccariformis* Chalil фораминифер и остракод — *Loxococoncha tunicata* Mand., *Clitrocytheridea nimina* Mand. и др. (определения Р. А. Алиевой). Вышеуказанная планктонная фораминифера (Гожик и др., 2006) как в Украине, так и в Крымско–Кавказском регионе в целом, характерна только для нижнепланорбеллового горизонта, который соответствует самой нижней части рюпельского яруса. Остракоды, впервые описанные Н. И. Мандельштамом в 1959 г. из нижнетавдинской свиты Западной Сибири, геологический возраст которой, по уточненным данным (Подобина, 1998) также определен рамками самой нижней части рюпельского яруса, что, в свою очередь, позволяет локализовать возраст конгломератовобрекчиевой толщи первой четвертью нижнего рюпеля и синхронизировать его с нижней частью пшехского региояруса Восточного Паратетиса. Из верхней аргиллитово–алевролитовой части данного разреза в окрестностях сс. Джрали, Ицан и Урекан Ш. А. Бабаевым определен небольшой комплекс общерюпельских двустворчатых моллюсков *Leutidium donaciforme* (Nyst.), *Astarte trigonelloides* Mert. et. Const., *Laevicardium (Cardium) cingulatum* Goldt. и др. (Гасанов 1985, 1989; Мерклин, 1974). В 7,5 км юго–восточнее райцентра Санасар, рюпельский ярус представлен песчано–известковистыми глинистыми отложениями с налетом ярозита (341,2 м), с богатой фауной ископаемых моллюсков *Glycymeris (Pectunculus) ofovata* Lam. и др. (Ализаде, 1968; Шихалибейли, 1964). Эта форма, по данным Р. Л. Мерклина, в Украине и Закавказье маркирует почти весь рюпель без самых низов, что в современной интерпретации соответствует верхнепшехскому подгоризонту и солонцовскому горизонту Восточного Паратетиса. По данным Э. Шихалибейли (1964) и К. Ализаде (1968, 1972), фаунистически неохарактеризованные песчано–конгломератовые отложения ниже–среднего майкопа также с прослоями типично майкопских шоколадно–бурых и зеленоватых глин пользуются широким развитием в пределах Нижнеараксинской депрессии, непосредственно на левобережье р. Аракс в окрестностях с. Худаферин. Эти отложения на северном склоне горы Дарисар перекрываются континентальными отложениями нижнего нижнечетвертичного возраста. Фаунистически «немые» глыбово–конгломератовые в нижней части

Время млн. лет (Ma) GTS-2004	Система	Отдел	Подотдел	Ярусы GTS-2004	Серия (подсерии) Невеская и др. 2005
17	неогеновая	миоцен	нижний	бурдигал	постмай- коп
18					тархан
19					коца- кур
20	палеогеновая	олигоцен	верхний	хатт	средняя
20.5					сакарул
21					кавказ
22					нижняя
23					калмыцкий
24	палеогеновая	олигоцен	нижний	рюпель	нижняя
25					солёнов- ский
26					пшехский
27					пшехский
28					пшехский
28.5	палеогеновая	олигоцен	нижний	рюпель	белоглин- ский
29					белоглин- ский
30					белоглин- ский
31	палеогеновая	олигоцен	нижний	рюпель	белоглин- ский
32					белоглин- ский
33					белоглин- ский
34	палеогеновая	олигоцен	нижний	рюпель	белоглин- ский
35					белоглин- ский

Стратиграфическое положение осадочных образований и свит по Ализаде 1968, 1972, 1980, Гасанов 1988, 1989, 1985, Султанов 1955, Шихалибеги 1964, Халилов 1962, 1984, Эфендиева и др. 2009 с исправлениями Г. Мелик-Адамяна

Глинисто-песчаные отложения с устрицей *Crassostrea grypoides* с. Тар, г. Дарисар

слои с мелкими фораминиферами *Saccamina zuramakensis* Зейва, Одабун

песчано-глинистые отложения сел. Зейва, Одабун, Карачинар и глинисто-алевролитовые отложения скв. #5 Агдам и #8 Хнапат (глуб 200-210м) с фораминиферой *Neobulimina elongata*

бентосно-фораминиферная биозона с *Bolivina ex gr. plicatella*, с Зейва, Одабун бентосно-фораминиферная биозона *Virgulina poiliensis* с Зейва, Одабун, Карачинар

серые сланцеватые неизвестковистые глины с редкими прослоями песчаников и плотных мергелей (160м) с. Зейва Шаумяновского района с бентосной фораминиферой *Nonion dendriticus*

аргилито-алевролитовые отложения (220м) с. Джрали, Уцан, Урекан с пелициподами *Leutidim donaciforme* (220м) песчано-неизвестковистые шоколадно-бурые глины с. Санасар, с пелициподой *Glycymeris obovata* (341м) и с. Худаферин и Дарисар

конгломератобрекчевая толща (700м) с переслаиванием аргилитов, песчаников и олистостромов с с. Ицан, Джрали Кашататского района с остракодами *Loxosoma tunicata* и фораминиферами *Turborotalia sf. denseconnexa*

Флишоидные аргиллиты и глины с с. Товмасар, Ицан, Матарис с *Subbotina conpulenta* и др.

Рис. 2.8. Хроностратиграфическая схема майкопской серии Нагорно-Карабаха

и глинисто-песчанисто-конгломератовые, с линзами известняков в верхней части отложения, также условно отнесенные к среднему олигоцену (в современном понимании – верхнепшехский подгоризонт верхней части рюпеля и солонковский горизонт нижнего майкопа), широко обнажаются в междуречье Воротан и Вохчи (Ализаде, 1968, 1972). Фаунистически неохарактеризованные отложения нижнего олигоцена, представленные обломочно-валунными фациями, с олистотромами (30–40 м) вулканитов кимериджа, известняками кампана, аргиллитами среднего эоцена обнажаются также к юго-западу от с. Иванян Аскеранского района (Гасанов, 1988).

Хаттский ярус, 28,4–23,03 (средний майкоп)

Фаунистически охарактеризованные отложения данного яруса пользуются крайне ограниченным площадным распространением, обнажаясь только в окрестностях с. Зейва юго-восточного сектора Шаумянского района НКР. Здесь, по данным Д. Халилова (1962, 1984), обнажается мощная толща (160 м) серых сланцеватых глин с редкими прослоями песчаников и плотных мегрелей, содержащая бентосные формы фораминифер с *Nonion dendriticus* Chal. Этот зональный вид, по уточненным данным, характерен для нерасчлененных хаттских отложений Малого Кавказа (Эфендиева, 2009). (рис. 2.8)

2.2.7. Неоген

Нижний миоцен

Нижнемиоценовые осадочные песчано-глинистые отложения, включающие кавказский (23–20,5 Ма), сакарульский (20,5–18,1 Ма) и коцахурский (18,1–17,0 Ма) региоярусы восточного Паратетиса, соответствуют верхней части майкопской серии и пользуются крайне ограниченным площадным распространением, обнажаясь исключительно в окрестностях сс. Зейва, Одзабун и Карачинар северо-восточного сектора Шаумянского района НКР (Эфендиев и др., 2009). При этом, по данным этих исследований, кавказский региоярус выделяется в объеме двух бентоснофораминиферовых зон — нижней *Virgulinea poilinsi* и верхней *Bolivina ex. gr plicatella*, сакарульский региоярус характеризуется *Noobulimina elongata leninabadensis* в верхней части, а коцахурский — *Saccamina zura-makensis*.

На территории Аскеранского района к сакарульскому региоярусу можно отнести глинисто-алевролитовые отложения с руководящей формой бентосной фораминиферы *Neobulimina elongata* (определение Р. М. Алиевой) (Богданович, 1986; Носовский, 2003), вскрытых буровыми скважинами на глубинах 200–210 м, которые предыдущими исследователями (Гасанов, Кязымов, 1988) ранее относились к нерасчлененным олигоцен-нижнеплиоценовым отложениям майкопской серии (рис. 2.8).

Средний миоцен

Среднемиоценовые (тарханский, чокракский, караганский, конкский региоярусы, нижняя и средняя части сарматского региояруса) осадочные нормально-морские и лагунно-морские фации имеют довольно ограниченное площадное распространение, обнажаясь в крайней юго-восточной части Гадрутского района, непосредственно на левобережье р. Аракс, в пределах Ковсаканского поля.

Тарханский региоярус (16,9–16 Ма). Небольшие выходы палеонтологически охарактеризованных глинисто–песчанистых отложений нижнего тархана (нерасчлененный тархан, — Ализаде, Атаева, 1976: Ализаде и др., 1980: Султанов, 1955) с монодоминантной фауной ископаемых устриц *Grassostrea (Ostrea) gryphoides* Sch. обнажаются на северо–востоке г. Дарисар и в 6 км южнее с. Тог. Типичные представители мелководных песчанистых отложений — устрицы *G. gryphoides* в пределах Паратетиса известны с раннего тархана до мэотиса включительно, однако господствующего положения они достигали только в ранне–тарханское (кувинское) время. Устричные банки, образованные преимущественно данным видом, к настоящему времени известны из многочисленных ранне–тарханских местонахождений Турции, Болгарии, Крыма, Грузии, Центрального Предкавказья (Гончарова, 1989: Гончарова и др., 2001: Невеская и др., 1986, 2003), что в свою очередь, позволяет коррелировать песчано–глинистые отложения Гадрутского района с обратномагнитченными нижнетарханскими горийскими слоями Грузии и с определенной долей вероятности локализовать возраст этих слоев в интервале 16, 9–16, 8Ма, что соответствует нижней части палеомагнитного хрона С5ч. (Мелик–Адамян, 2008: Гончарова, 1989).

Чокракский региоярус (16–14,7 Ма). Чокракские нормально–морские осадочные образования с богатой и разнообразной фауной ископаемых двустворчатых и брюхоногих моллюсков также представлены глинисто–песчанистыми фациями и обнажаются на южном склоне г. Дарисар и в окрестностях сс. Тог и Машанлы (Ализаде и др., 1976, 1980: Ализаде и др., 1986: Султанов, 1955). Наличие в данных отложениях как общечокракских двустворчатых *Donax (Paradonax) tarchansesis* Andr., *Evilia praepodolica* Andr. и гастропод *Turitella bicarinata* Eich, *Cultellus probus* Merke, *T. terebralis*, а также позднетархан–раннечокракских форм *Bittium digitatum* и *Abra parabilis* Zhizh (Гончарова, 1989: Невеская и др., 1986, 2003: Ильина, 2004) позволяет передатировать геологический возраст этих отложений в пределах нижнего чокрака (зюкские слои Восточного Паратетиса 16–15,4 Ма). Этот вывод подтверждается также общерегиональными данными, указывающими, что в начале позднего чокрака, вследствие закрытия Среднеараксинского пролива Восточный Паратетис начал постепенно изолироваться, что привело к заметному (до 5–18 промиле), опреснению бассейна и, в свою очередь, вызвало довольно быстрое вымирание большинства раннечокракской фауны. Наряду с этим, Джракнский палеопргиб, территориально охватывающий Гадрутский район, как и большинство Закавказских шельфовых прогибов в позднечокракское (брыковское) время в результате горообразовательных процессов был выведен из–под уровня моря (Гончарова и др., 2002: Невеская и др., 2003).

Караганский региоярус (14,7–13,5 Ма). Фаунистически охарактеризованные отложения карагана пользуются крайне ограниченным распространением, обнажаясь на северо–восточном склоне г. Дарисар и в районе с. Тог. Они представлены чередованием буровато–желтых средне–мелкозернистых песчаников и оскольчатых глин мощностью 40м (Ализаде и др., 1980) с типично верхнекараганской картвельской (13,9–13,5 Ма) «фоладовой» фауной двустворчатых моллюсков *Barnea ustjurtensis* Eich. и др.

Конкский региоярус (13,5–13 Ма). Конкский ярус обнажается в окрестностях сс. Машанлы, Таг и Гасанлы и представлен чередованием буровато–желтых песчаников с прослоями глин с ископаемой фауной двустворчатых моллюсков (Ализаде и др., 1986). Наличие в данном комплексе типично верхнеконкских представителей *Maetra basteroti konkensis* Sok., *Ervilia passilla trigonula* Sok и *Mytilaster incruatus* Orb. (Невесская и др., 1986) позволяет данные слои в рамках ранее нерасчлененного конка локализовать, верхнеконкским — веселянским, региоподъярусом в приблизительном интервале 13–13,2 Ма.

Сарматский региоярус (13–9,3 Ма). Фаунистически охарактеризованные сарматские осадочные и вулканогенно–осадочные фации на всей территории НКР отсутствуют. По данным К. Ализаде (1980), в окрестностях с. Тог на верхнекараганских песчаниках, глинах и конгломератах согласно залегают «немые» пресноводно–континентальные отложения, предположительно, сарматского региояруса.

Верхний миоцен

Фаунистически охарактеризованные осадочные или вулканогенно–осадочные отложения мэотиса и понта на всей территории НКР отсутствуют. Некоторые исследователи (Шихалибеги, 1964; Халилов, 1978) к мэотису условно относят «немые» вулканогенно–осадочные (500–600 м) образования, представленные чередованием грубых песчаников, белых и сиреневато–серых вулканических туфов, туфобрекчий и глыбовых конгломератов в бассейнах нижнего течения рр. Агари и Воротан (ширакская свита), которые несогласно налегают на майкопские отложения и перекрываются катарской или варденинской (басаргечарской) вулканогенной свитой. А. Исмаил–заде (2001) к нерасчлененному мэотис–понтическому интервалу относит также слабодислоцированную варденинскую свиту, развитую в бассейнах верхнего течения рр. Тартар и Тутхун в пределах Карвачарского наложенного поперечного прогиба. Эта свита, представленная плагиофировыми андезитами, андезито–дацитами, дацитами, кварцевыми латитами, их туфами и туфобрекчиями, по данным А. Халилова (1978), несогласно залегают на вулканогенной карвачарской свите среднего эоцена и на более древних породах и перекрывается четвертичными лавовыми образованиями.

Плиоцен (5,33–1,8 Ma)

Фаунистически охарактеризованные осадочные и вулканогенно–осадочные образования киммерийского региояруса на территории НКР отсутствуют.

Акчагыльский региоярус (5,33–1,8 Ma)

Образования данного яруса представлены как осадочными, так и осадочно–континентальными, вулканогенно–осадочными и вулканогенными разновидностями. Фаунистически охарактеризованные солоноватоводно–полуморские (палеосоленость 5–19 промиллей), маломощные отложения (серые туфоалевролиты и светло–коричневые глины) нерасчлененного акчагыла с фауной бентосной фораминиферы *Cassidulinita prima* Suzz. и остракод *Loxocconca laevatulula* Liv., *Leptocythere gibkini* Liv., и др. (опред. Д. А. Агаларовой) обнажаются в 3–4 км восточнее гор. Варанда (Иманов и др., 1965). К настоящему времени вышеотмеченная фораминифера в пределах Восточного Паратетиса маркирует средний и верхний акчагыл, при этом в верхнем встречается крайне редко (Андреева, 1971), а указанные солонваотоводные эвригалининные остракоды, характерны только для среднеакчагыльских отложений. В данном диапазоне *L. gibkini* наиболее характерен для урдинских (нижняя часть среднего акчагыла) слоев Волго–Уральского междуречья (Степанов, 1971; Попова–Львова, 1971; Жидовников и др., 1995; Староверов и др., 2002). Таким образом, наиболее вероятный диапазон фораминиферо–остракодовых слоев окрестностей гор. Варанда в пределах среднего акчагыла можно локализовать в диапазоне верхнеурдинских обратномагнитических слоев, что соответствует нижней части обрантономагнитического хрона Матуяма до прямономагнитического субхрона Реньон–1 в приблизительном диапазоне 2,58–2,15 Ma. Этот интервал соответствует максимуму развития великой акчагыльской трансгрессии, когда уровень Каспийского моря поднялся на 80–90 м выше современного, и его воды ингрессировали широкими заливами во все прилегающие депрессионные зоны (Зубаков, 1990; Мелик–Адамян, 2008). По данным А. Мамедова и др. (1988), западный береговой контур максимальной среднеакчагыльской трансгрессии проходил приблизительно по линии Гандзак — Зейва — Маргушаван — Агдам — Варанда — Горадиш. Западнее данной условной линии фаунистически достоверно охарактеризованные отложения морского акчагыла не известны. Континентальные аналоги акчагыльского региояруса в пределах НКР имеют несравненно большее площадное распространение, обнажаясь в бассейнах среднего и нижнего течений рек Агари и Воротан Кашатагского района, а также в Горисском районе Армении, где они представлены вулканогенно–осадочными и вулканогенными образованиями (ишхансарская, агаринская, горисская свиты). Однако до настоящего времени возрастная дифференциация и вопросы соотноше-

ния этих образований остаются дискуссионными, что, в свою очередь, обусловлено отсутствием руководящих форм окаменелостей, палеомагнитных данных, и, частично, радиоизотопных датировок. Среди вышеуказанных акчагыльских образований наиболее широко представлена т. н. агаринская (акеринская) озерно-аллювиально-вулканогенная свита, впервые выделенная Л. Леонтьевым и В. Хаином (Леонтьев и др., 1947) и обнажающаяся широкой полосой в бассейне среднего и верхнего течений р. Агари, в пределах нижнеараксинской наложенной мульды.

2.2.8. Четвертичная система (1,8 Ма — современность)

Согласно последним представлениям (Общая стратиграфическая шкала четвертичной системы, Межведомственный стратиграфический комитет России, МСК — 2007), четвертичная система подразделяется на два надраздела, или отдела: плейстоцен 1,8–0,11 Ма и голоцен 0,11 Ма — современность. Плейстоцен, в свою очередь, подразделяется на 2 раздела, или подотдела: эоплейстоцен 1,8–0,787 Ма и



Фото 5. Столбчатая отдельность базальтов плейстоценового возраста

неоплейстоцен 0,787–0,11 Ма. Эоплейстоцен включает в себя нижнее звено EQ1 от 1,8 до 1,24 Ма и верхнее EQ2 — от 1,24 до 0,787 Ма. Нижнему эоплейстоцену приблизительно соответствует нижний морской апшерон AQ1 Восточного Паратетиса, а верхнему эоплейстоцену — средний апшерон AQ2 1,24–1,0 Ма и верхний апшерон AQ3 1,0 — 0,787 Ма (Борисов, 2008).

На территории НКР как эоплейстоценовые, так и неоплейстоценовые образования представлены исключительно континентальными осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными (в основном базальтовые трахиандезиты и андезитобазальты, зачастую с хорошо выраженной столбчатой отдельностью) (фото 5) разновидностями, которые широко развиты в бассейнах рр. Тартар, Агари, Воротан и их притоков (Али-Заде, 1987; Асланян, 1958; Габриелян, 1964; Паффенгольц, 1959; Мамедов, 1988; Саядян, 2009; Ширинов и др., 1964, 1967). Однако ввиду скудности палеонтологических (остракоды, мелкие и крупные млекопитающие), палеоботанических (макрофлора, палинология) и радиоизотопных данных, а также отсутствия палеомагнитных характеристик, за исключением культурных слоев азохской и мецтагерской палеолитических пещер, возрастная дифференциация этих разнофациальных образований большинством исследователей проводится по литофациальным, тефрохронологическим, геоморфологическим и чисто стратиграфическим критериям, которые, как известно, по своей геохронологической разрешающей способности уступают палеонтологическим, радиоизотопным и палеомагнитным методикам. Указанные вопросы более детально освещены в областях, примыкающих к НКР с запада на территории Армении (Сюник). Ввиду этих обстоятельств хроностратиграфический диапазон большинства разнофациальных и разновозрастных образований квартера в целом различными исследователями зачастую трактуется по-разному, что, в свою очередь, предполагает дальнейшие, более детальные и разносторонние исследования.

2.3. Магматические формации

2.3.1. Мезозойские вулканические формации

Среднеюрский–поздне меловой этап вулканизма Малого Кавказа отвечает заложению Сомхето–Карабахской структуры островодужного типа на континентальной коре юго-западной части Закавказского срединного массива. Ее формирование контролировалось глубинными разломами преимущественно северо-западного простирания и сопровождалось активным вулканизмом с накоплением

ем мощных вулканогенно–осадочных толщ (до 2500 м). Гетерогенно–блоковое строение раздробленного кристаллического фундамента и наличие системы древних поперечных разломов определили фрагментарное строение островной дуги. С СЗ на ЮВ в ее составе выделяются кулисообразно расположенные Локское, Алавердское, Шамшадинское, Шамхорское, Мравасарское, Карабахское и Капанское островные поднятия, оси которых ориентированы в северо–западном или близширотном направлении. Эти частные поднятия разделяются поперечными разломами древнего заложения.

В возрастном отношении описываемые вулканические формации подразделяются на среднеюрские и верхнеюрские–нижнемеловые. На протяжении Сомхето–Карабахской островной дуги они представлены с различной полнотой, отражая различия в интенсивности, продолжительности и последовательности проявления магматических процессов. Изучение внутреннего строения вулканогенных толщ, их фациального сложения, петрографического и химического составов принадлежит большому коллективу авторов и обобщено в монографиях (Абдуллаев и др., 1988; Остроумова и др., 1986, 1991; Рустамов, 1995, 1989; Исмаил–заде, 1990), а также в 3т. многотомного издания «Геология Азербайджана», «Магматизм» (2001) и в целом ряде статей.

Среднеюрские вулканические формации

Базальт–риолитовая формация байоса

Отложения байоса в пределах Мравасарского, Кашатагского, Карабахского и Агдамского антиклинорий представлены вулканогенными, вулканогенно — осадочными породами. В основании они представлены глинисто–песчанистыми отложениями и конгломератами нижнего аалена (Шамхорский антиклинорий) и повсеместно несогласно перекрываются породами батского яруса.

Наибольшей мощности (2000–2500 м) вулканические накопления байоса достигают в Мравасарской структуре, несколько сокращаясь в пределах Кашатагской, Карабахской и Агдамской структур, где в их составе возрастает роль вулканогенно–осадочных фаций.

Вулканические образования байоса соответствуют контрастной базальт–риолитовой формации и делятся на нижнебайосский базальтовый комплекс и согласно перекрывающий его верхнебайосский риолитовый комплекс (Абдуллаев и др., 1988; Мустафаев, 2001).

Базальтовый комплекс широко распространен в пределах Мравасарского и Карабахского хребтов, достигая мощности 1500–1700 м. Он сложен чередованием пирокластических и лавовых потоков и покровов базальтового, андезито–базальтового составов. Лавы преобладают на средних и верхних горизонтах разрезов.

Риолитовый комплекс, который представлен в виде лавовых потоков и покровов кварцевых плагиопорфиров, наиболее полно представлен в Шамшадинском и Шамхорском антиклинориях, в Мравасарской структуре развит значительно меньше. В Карабахской структуре этот комплекс выступает в виде «окон» в глубоко эродированных долинах рр. Тартар и Хачен.

В разрезах описываемой формации преобладают вулканогенно–обломочные фации (60–65%) при подчиненной роли лавовых (25–35%) и вулканогенно–осадочных пород (Мустафаев, 2001). В Мравасарском антиклинории состав пород лавовой фации изменяется от базальтов до риолитов. Пирокластическая фация представлена витро–литокластическими туфами и агломератами и слагает широкие поля вокруг палеовулканических центров.

В юго–западной части Мравасарского хребта широко развита вулканогенно–осадочная фация байоса, представленная вулканическими конгломератами, туфопесчаниками, туффитами, содержащими остатки радиолярий, их общая мощность составляет 200 м. Здесь же выступают многочисленные эродированные фрагменты нижнебайосских андезито–базальтовых вулканов, группирующиеся вдоль глубинных разломов или в узлах пересечения разнонаправленных межблоковых разломов (Абдуллаев и др., 1988). В 10 км к югу от с. Хачбулаг расположен Оджагдагский палеовулкан с площадью основания 250–300 м. Жерло вулкана сложено взрывными брекчиями базальтового и андезито–базальтового составов. На его юго–восточном склоне выступает шток гипабиссальных гранодиоритов и габбро–диабазовый интрузив. С севера вулкан окружен глыбовыми туфобрекчиями того же базальтового, андезито–базальтового составов. В районе Мравасарского перевала прослеживаются радиально расходящиеся дайки андезито–базальтов, диабазов, диоритов, образующие субширотное дайковое поле. Протяженность отдельных даек до 10 км при мощности 50–80 м. Оджагдагский вулкан центрального типа, сложенный исключительно пирокластическими породами, характеризуется взрывным характером извержений. В заключительную стадию вулканической деятельности внедрились субвулканические штоки и дайки основного состава. Фрагменты экструзивных тел, кроме того, куполовидной формы встречаются в восточном погружении Мравасарского антиклинория.

Петрографический состав и химизм. Преобладающими типами пород в составе нижнебайосского комплекса являются базальты и андезито–базальты при ограниченной роли андезитов. Базальты и андезито–базальты характеризуются порфировой структурой. Фенокристаллы в них слагают 10–40 % объема породы и представлены плагиоклазом нескольких генераций (An_{30-32} и An_{55-65}) и клинопироксеном (авгитом, пижонит–авгитом) ромбический пироксен встречается очень редко. Основная масса имеет гиалопилитовую, пилотакситовую структуру. По-

роды заметно изменены и содержат в миндалинах и по вулканическому стеклу хлорит, эпидот, цоизит, пумпеллиит, гидроокислы железа, кварц, халцедон, карбонат, палагонит, цеолиты.

Риодациты и риолиты верхнебайосского комплекса содержат до 15–20 % фенокристаллов: в фельзитовых разностях их количество сокращается до 2–3 %. Фенокристаллы принадлежат плагиоклзу (An_{32-40}), заметно корродированному кварцу, реже роговой обманке, биотиту и единичным выделениям калишпата. Структура основной массы микрогранитовая, фельзитовая, микрофельзитовая, имеет кварц–полевошпатовый состав и сложена точечными зернами кварца и полевого шпата. Отмечается хлоритизация, окварцевание, карбонатизация.

Химический состав главных типов пород вулканической формации байоса приведен в *табл. 2.1*. По петрохимическим особенностям формация характеризуется ярко выраженной контрастностью: в Мравасарской структуре базальты и андезит–базальты заметно преобладают над риолитами и составляют до 70% объема формации. Содержание SiO_2 в основном комплексе варьирует в пределах 51,8–53,1 %, в риолитовом — от 70,0 до 72,0%. Оба комплекса относятся к натриевой ($Na_2O/K_2O > 4$), калиево–натриевой ($Na_2O/K_2O = 0,4-4,0$) сериям. Составы базальтового комплекса проявляют четкий толеитовый тренд дифференциации с накоплением железа, при переходе к риолитовому комплексу слабо возрастает общая щелочность и устанавливается известково–щелочной тренд дифференциации. В целом химизм описанной базальт–риолитовой формации по низкой магнезиальности, титанистости и натриевой специфике характеризуется максимальным петрохимическим сходством с породами ранних этапов развития островных дуг тихоокеанского типа (Абдуллаев и др., 1988; Мустафаев, 2001; Остроумова и др., 1991)

Химический состав среднеюрских–нижнемеловых вулканических пород Мравасарского, Карабахского и Агдамского антиклинориев приведен в *табл. 2.1*.

Базальт–андезит–дацит–риолитовая формация бата

Батские отложения широко развиты во всех крупных структурах Сомхето–Карабахской зоны. На подстилающих байосских породах они повсеместно залегают несогласно и представлены вулканогенной и вулканогенно–осадочной фациями. Областью наиболее интенсивного батского вулканизма и формирования мощной (до 2000 м) вулканогенно–обломочной толщи являются Мравасарский и Карабахский хребты. В состав толщи входят лавовые, пирокластические, вулканокластические и корневые, субвулканические фации. На всем протяжении вулканические образования бата характеризуются резкой изменчивостью мощностей и фациального состава.

Таблица 2.1

**Химический состав среднеюрских –нижнемеловых вулканических пород Мравасарского,
Карабахского и Агдамского антиклинориев
(Абдуллаев и др., 1988; Мустафасев, 2001; Остроумова и др., 1986)**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	51, 86	53, 10	52, 06	70, 27	49, 97	54, 52	58, 56	64, 18	66, 99	69, 53	74, 52	51, 47	49, 27	55, 18	61, 67
TiO ₂	0, 38	0, 36	0, 41	0, 15	0, 48	0, 46	0, 64	0, 53	0, 29	0, 41	0, 48	0, 17	1, 02	0, 78	0, 46
Al ₂ O ₃	17, 40	17, 96	17, 02	14, 26	16, 93	17, 31	16, 09	13, 46	14, 47	13, 06	11, 10	11, 50	18, 27	17, 85	15, 60
Fe ₂ O ₃	5, 12	3, 16	3, 52	2, 02	7, 31	2, 79	3, 94	2, 51	2, 48	2, 82	3, 31	3, 07	4, 25	4, 22	3, 16
FeO	3, 84	5, 12	4, 95	1, 36	4, 36	4, 83	4, 94	3, 52	4, 30	2, 59	1, 50	4, 97	4, 71	3, 87	1, 33
MnO	0, 15	0, 13	0, 17	0, 05	0, 12	0, 36	0, 08	0, 08	0, 11	0, 35	0, 05	0, 18	0, 13	0, 06	0, 02
MgO	5, 65	5, 28	6, 70	1, 11	4, 45	4, 29	2, 97	2, 01	2, 01	1, 94	1, 13	11, 06	4, 54	3, 85	1, 86
CaO	7, 32	7, 22	7, 14	2, 89	9, 02	6, 52	4, 92	4, 28	2, 59	2, 37	1, 12	10, 22	7, 71	6, 98	5, 23
Na ₂ O ₃	3, 65	3, 70	4, 33	3, 95	2, 46	4, 20	4, 04	3, 77	3, 66	4, 68	5, 21	1, 88	3, 81	3, 70	3, 38
K ₂ O	0, 99	1, 34	0, 78	0, 94	0, 66	0, 93	0, 89	0, 88	0, 75	1, 26	0, 50	0, 46	0, 92	1, 12	3, 53
P ₂ O ₅	–	–	–	–	0, 06	0, 21	0, 01	0, 12	0, 03	0, 12	0, 06	0, 02	0, 11	0, 16	0, 15
n.n.n.	–	–	–	–	3, 46	3, 43	2, 42	0, 93	2, 49	1, 43	0, 80	5, 07	–	–	–
Число ана- лизОВ	18	20	17	126	48	55	27	10	8	24	9	1	16	23	3

Примечание: Байосская вулканическая формация: Базальтовый комплекс: 1 — лавовые потоки базальтов: 2 — субвулканические и экструзивные андезитобазальты: 3 — пирокластические андезитобазальты. Риолитовый комплекс: 4 — риолиты.

Батская вулканическая формация: 5 — базальты: 6 — андезитобазальты: 7 — андезиты: 8 — андезитодациты: 9 — дациты: 10 — риодациты: 11 — риолиты: 12 — бониниты.

Верхнеюрская — нижнемеловая вулканическая формация: 13 — базальты: 14 — андезитобазальты: 15 — андезиты.

На северном крыле Мравасарского антиклинория мощность батской вулканогенно–осадочной толщи превышает 2000 м. Нижние горизонты ее разрезов представлены лавовыми потоками базальтов и андезито–базальтов, агломератовыми туфами, лавобрекчиями, вулканическими брекчиями с прослоями туфопесчаников. В верхних частях преобладает переотложенный осадочно–туфогенный материал с маломощными потоками лав андезито–базальтов. В Карабахском антиклинории в разрезе гг. Туми и Кирс вулканогенно–осадочные породы основания сменяются пирокластическими и лавовыми породами с горизонтами шаровых лав и лавобрекчий андезито–базальтового состава. В разрезе по р. Хачен пачка туфоконгломератов основания сменяется лавами и туфами андезито–базальтов: завершается разрез лавами и туфами дацит–риолитов. В Агдамском антиклинории батские отложения представлены главным образом агломератовыми туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками с маломощными прослоями лав. В Мартунинском синклинории батская толща имеет еще более ограниченное распространение.

В фаціальном составе вулканогенных образований бата преобладают потоки и покровы лав, слагающие около 70% мощности отдельных разрезов. Они залегают на различных стратиграфических уровнях и обнаруживают значительную выдержанность по простиранию. Состав лав меняется от базальтов до риолитов: базальтовым и андезито–базальтовым лавам часто свойственна подушечная, шаровая отдельность. Лавобрекчии в виде мощных самостоятельных потоков слагают верхние горизонты некоторых разрезов. Разнообразные пирокластические накопления и агломератовые туфы присутствуют во всех разрезах батской толщи на разных ее горизонтах. Пепловые туфы развиты в Хаченском, Тартарском, Туминском разрезах и участвуют в сложении палеовулкана.

Палеовулканические реконструкции выявили, что вулканические извержения в бате были связаны с длительной деятельностью множества вулканов центрального и трещинного типов (Абдуллаев и др., 1988). В региональном плане они трассируются продольными разломами и тяготеют к узлам их пересечения с поперечными. В Лачинском антиклинории описаны палеовулканические постройки Новыбаш, Каладереси, Базиргян, Саксаган, сложенные лавовыми и пирокластическими породами, корневыми фациями–штоками и экструзиями андезитобазальтов, экструзивными куполами риолитов, разнообразными дайками, часть которых имеет риолитовый состав.

В Мравасарском антиклинории реконструированы Гюлистанский, Мравасарский палеовулканы сложного строения. Их основания и нижние склоны сложены туфобрекчиями, верхние — лавами андезито–базальтов. Эрозией обнажены также субвулканические тела и экструзивы корневой зоны, по составу отвечаю-

щие пироксеновым базальтам. Встречаются кроме того дайки долеритов, андезитобазальтов и андезито-дацитов. Жерла палеовулканов сложены глыбовыми лавами андезито-базальтов. Вершина г. Мравасар является центром палеовулкана и сложена крупным экстрезивом андезито-базальтов.

В Карабахском антиклинории многочисленные фрагменты батских палеовулканов центрального и трещинного типов локализованы в зоне Карабахского надвига и вдоль Хаченского и Тартарского поперечных разломов. Эти палеовулканы, сложены агломератовыми туфами и вскрыты в корневой зоне экстрезивными куполами, кольцевыми и радиальными дайками базальтов, андезито-базальтов и андезитов. Трещинные вулканы приурочены к поднятиям доюрского фундамента и развиты в СЗ части Карабахского хребта.

Эродированная вулканическая жерловина, сложенная специфическими бесполевошпатовыми эффузивами-бонинитами (Остроумова, Центер, 1986) выделена в пределах Карабахского хребта, в 1 км к СВ от Лисагорского перевала. Выход ее локализован вблизи зоны глубинного разлома, по которому приведены в соприкосновение батская вулканогенная толща и комплекс Севанского офиолитового пояса позднемелового возраста. Бониниты залегают среди туфов и туфобрекчий двупироксен-плагиоклазовых базальтов батской толщи и слагают трубообразное тело, споперечником около 300 м, со своеобразной подушечной отдельностью. Контакты его с вмещающими породами секущие, крутые.

Петрографический состав и химизм. Лавовые и пирокластические породы батской вулканогенной толщи отвечают непрерывной, дифференцированной серии базальт-андезито-базальт-андезит-дацит-риолит. Полный набор членов формации, начиная от основных до кислых дифференциатов, отмечается в пределах Мравасарского и Карабахского хребтов.

Базальты — афировые или порфиоровые породы, состоящие из фенокристаллов плагиоклаза двух гепераций (An_{52-65} и An_{83-85}), клинопироксена и погруженных в интерсертальную или гиалопилитовую основную массу. Вторичные минералы в миндалинах-хлорит, эпидот, кварц, халцедон, цеолиты.

Андезито-базальты — наиболее распространенный тип пород в составе данной формации. Они обладают порфиоровой структурой с гломеропорфиоровыми сростками плагиоклаза (An_{40-45}), ортопироксена и клинопироксена состава диопсида и авгита. Основная масса интерсертальная, микролитовая, гиалопилитовая. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, кварцем, халцедоном, альбитом, кальцитом.

Андезиты относительно редки, от андезито-базальтов отличаются более кислым составом вкрапленников плагиоклаза (An_{32-42}), меньшим содержанием пироксенов, появлением редких зерен кварца.

Андезито–дациты и дациты характеризуются преимущественно афировой, реже порфировой структурой с микропойкилитовой или фельзитовой основной массой. Редкие фенокристаллы принадлежат кислому плагиоклазу (An_{10-18}), базальтической и обыкновенной роговой обманке. Миндалины выполнены хлоритом, кварцем и халцедоном.

Риодациты и риолиты являются наиболее распространенными породами экструзивной и жерловой фаций палеовулканов. Состав фенокристаллов представлен плагиоклазом (An_{18-20} и An_{7-8}), кварцем в виде крупных оплавленных зерен: в субвулканических риолитах кварц обрастается каемкой ортоклаза, образуя с ним микропегматитовые сростания. Основная масса имеет фельзитовую или сферолитовую структуру.

Бониниты, согласно А. С. Остроумовой и И. Я. Центер (1986), содержат обильные (до 25%) бесцветные фенокристаллы клинопироксена коротко–призматического габитуса, реже отмечаются и псевдоморфозы по оливину. Основная масса изменчива от гиалиновой в межподушечном гиалокластите до полустекловатой в средних частях мощных подушек. В буроватом стекле видны обильные изометричные зернышки и микролиты клинопироксена, хромита, изредка разложенного плагиоклаза. В интерстициях и неправильными участками развиты агрегаты микрозернистого граната в ассоциации с высокотемпературной модификацией кремнезема. В мелких миндалинках развиваются хлорит, халцедон, кварц, цеолиты.

Химический состав представительных пород последовательно дифференцированной вулканической формации бата приводится в таблице 2.1. Слагающие ее основные, средние и кислые породы образуют непрерывную петрохимическую серию со сравнительно медленным темпом накопления щелочей. Базальтовые и андезито–базальтовые дифференциаты характеризуются натровым типом щелочности ($Na_2O/K_2O = 3.3-7.4$) и следуют толеитовому тренду. Конечные кислые дифференциаты имеют К–Na уклон ($Na_2O/K_2O = 2, 0-3,3$), смещаясь к известково–щелочному тренду. Серия в целом принадлежит составам вулканитов ранних этапов развития островных дуг тихоокеанского типа.

Химизм бонинитов отвечает специфическим высокомагнезиальным, низкощелочным (и низкокалиевым) андезитам, характерным для тихоокеанских островных дуг, заложенных на океанической коре (Остроумова, Центер, 1986). Названные авторы приходят к заключению, что тесная ассоциация бонинитов с толеитовыми базальтами и андезито–базальтами батской вулканической серии и пространственная близость к зоне Севанского офиолитового пояса позволяют предполагать их приуроченность к фронтальной части батской островной дуги.

Базальт–андезит–дацитовая вулканическая формация верхней юры–нижнего мела

Верхнеюрская–нижнемеловая последовательно дифференцированная вулканическая формация широко развита во всей Сомхето–Карабахской зоне, залегая согласно на подстилающей келловейской терригенной толще. Она отвечает режиму установления обширного морского бассейна с относительно замедленным темпом прогибания, способствующим карбонатному пороодообразованию (Мандаян, 1990). По тесной ассоциации вулканических пород с мощными карбонатными пачками данная формация относится к типу вулканогенно–карбонатной.

Вдоль Сомхето–Карабахской островодужной зоны верхнеюрская–нижнемеловая формация в различных частных структурах и поднятиях проявлена с различной полнотой. Наиболее интенсивно процессы вулканизма и формирования вулканогенных накоплений происходили в центральном (Шамшадинском, Шамхорском) и крайнем ЮВ (Капан) фрагментах зоны, где мощность формации достигает 1100–2500 м.

Описываемая формация обнажается также на ЮВ погружении Мравасарского хребта и в пределах Мартакертского синклиория Карабахского хребта, в междуречье Инджа и Тартар, протягиваясь до левобережья р. Кавирт. Здесь она выклинивается и трансгрессивно перекрывается верхнемеловыми отложениями предгорной полосы (Абдуллаев и др., 1988).

В бассейне р. Тартар верхнеюрская–нижнемеловая толща имеет мощность до 500 м и в основном представлена пирокластическими породами красноцветного облика с прослоями известняков. В Агдамском антиклинории наиболее характерный разрез толщи прослеживается на правом берегу р. Каркар, в окрестностях с. Шелли (Абдуллаев и др., 1988). Мощность его до 300 м: разрез отчетливо распадается на два горизонта: нижний пирокластический и верхний лавовый. Последний включает пластовые залежи и экструзивные купола биотит–роговообманковых диорит–порфиринов.

Фациальные особенности верхнеюрской–нижнемеловой формации Карабахского региона состоят в резком преобладании вулканогенно–обломочных и пирокластических пород при подчиненной роли лавовых образований. Последние залегают в виде потоков как на нижних, так и на верхних частях разрезов и по составу отвечают андезитам и дацитам. Эксплозивная фация представлена мелкообломочными туфобрекчиями и пепловыми туфами: среди них преобладают кристаллокластические, литокластические и литокристаллокластические разности.

Петрографический состав и химизм. В Карабахском регионе верхнеюрская–нижнемеловая формация представлена средними и кислыми члена-

ми дифференцированного ряда. Андезиты слагают лавовые потоки, обломки в брекчиях и относятся к плагиоклазовым и плагиоклаз–клинопироксен–роговообманковым типам. Они характеризуются порфировой структурой. Фенокристаллы принадлежат плагиоклазу (An_{28-32} , реже An_{42-50}), клинопироксену (авгиту) и роговой обманке, нацело опациitizedированной. Гиалопилитовая основная масса состоит из тонких микролитов плагиоклаза и преобразованного в аллотриоморфно–зернистый альбит–кварц–магнетитовый агрегат вулканического стекла.

Андезито–дациты залегают в виде лавовых и пирокластических потоков и субвулканических даек. Они имеют порфировую структуру: в составе фенокристаллов участвуют плагиоклаз (An_{28-32} и An_{34-42}), опациitizedированный амфибол и биотит. Основная масса гиалопилитовая, микролит–пойкилитовая.

Дациты и риолиты сравнительно редкие породы и встречаются в виде субвулканических тел и даек, а также в обломочной части пирокластических пород. Текстура их массивная, флюидальная, структура порфировая. Они сложены вкрапленниками плагиоклаза (An_{24-32}), кварца, реже роговой обманки. Основная масса фельзитовая, микрогранитовая, гиалопилитовая.

По химизму верхнеюрские–нижнемеловые вулканы Карабахского региона представляют довольно однородную совокупность и дифференцированы в пределах андезит ($58,5-61,8\% SiO_2$) — риодацит ($64,0-66,8\% SiO_2$) (табл. 2.1). Андезиты– высокоглиноземистые ($al = 1,4-2,8$), низкотитанистые породы натриевого ($Na_2O/K_2O = 4,0-5,8$) и кали–натриевого ($Na_2O/K_2O = 3,0-3,5$) уклона. Дациты и риодациты относятся к пересыщенным SiO_2 , высокоглиноземистым ($al = 2,8-3$), умеренно богатым и бедным щелочами типам: в сумме щелочей Na_2O постоянно преобладает над K_2O ($Na_2O/K_2O = 1,2-2,0$).

Для серии в целом характерен известково–щелочной тренд дифференциации со слабым накоплением щелочей и натриевым петрохимическим профилем. По петрохимическим параметрам описанные вулканы отождествляются с породами развитых островных дуг тихоокеанского типа.

Позднемеловые вулканические формации

В пределах Малого Кавказа верхнемеловой этап вулканизма сопряжен с формированием Прикуринской системы наложенных прогибов, расположенных вдоль его северо–восточного склона. Они заложены по поперечным региональным разломам северо–восточного простирания, углубляясь и расширяясь в сторону Куринской депрессии (Ренгартен, 1959; Абдуллаев, 1963; Шихалибеги, 1966; Адамия и др., 1977; Мнацаканян, 1968, 1981). В направлении с СЗ на ЮВ выделяются Болнисский, Иджеванский (Казахский), Агджакендский, Мартунин-

ский и Гочасский прогибы, которые расчленяют консолидированную юрско-нижнемеловую Сомхето–Карабахскую островодужную зону на ряд кулисообразно расположенных антиклинорных поднятий.

Возраст слагающих новообразованные прогибы вулканогенно–осадочных и осадочных толщ с СЗ на ЮВ несколько омолаживается, отвечая нижнему коньяку–верхнему сантону в Иджеванском и Агджакендском прогибах, верхнему сантону–нижнему кампану в Мартунинском прогибе, кампану–маастрихту — в Гочасском. В том же направлении известково–щелочные базальт–риолитовые серии сменяются базальтовыми сериями субщелочного и щелочного характера. В последние годы развиваются представления о рифтогенной природе разломов, контролирующих вулканизм поперечных прогибов (Шихалибейли, 1996: Остроумова и др., 1989, 1991: Меликсетян, 2000).

Мартунинский и Гадрутский синклиории

Мартунинский синклиорий расположен между Карабахским антиклинорием и погребенной частью Агдамского антиклинория, Гадрутский синклиорий — на крайнем ЮВ погружении Малого Кавказа. В их геологическом строении участвуют сеноманские песчанистые глины и туфопесчаники, туронские органогенные известняки, коньякские песчаники. На них несогласно залегают известняки и вулканиды сантона–кампана. Возраст собственно вулканитов определяется как сантон–ранний кампан. Они тяготеют к осевой зоне прогиба и слагают субширотное поле, вытянутое от окрестностей с. Пирджамал на СЗ до с. Ннги на ЮВ. Мощность вулканических накоплений варьирует в широких пределах и достигает 600–700 м в ареале вулканических центров [Авдеев и др., 1989: Мустафаев, 2001].

Комплексными исследованиями установлено сложное вулканическое сооружение, образованное тремя не крупными центральными вулканами (Авдеев и др., 1989). Последние имеют сходное строение, изометрическую форму с выраженными вершинными кальдерами, которые подчеркиваются дуговыми и кольцевыми разломами. Формирование вулканических построек происходило в две фазы. Главная фаза, начавшаяся в условиях мелкого моря, характеризуется эксплозиями и лавовыми извержениями эпилейцитовых тефритов и трахибазальтов, внедрением даек того же состава и малых интрузий щелочных габброидов. Эта фаза проявлена в ЮВ части прогиба, нередко с образованием экструзивных куполов (с. Керт, Чартаз, Гиши). Заключительная фаза, соответствующая кампану, проявилась в центральной части прогиба преобладающими лавовыми извержениями и образованием пиллоу–лав в субмаринных условиях. К той же заключительной фазе относится внедрение мелких субвулканических тел трахиандезитов–базальтов и сиенито–диоритов по радиальным и кольцевым разломам. В стро-

ении вулканической толщи преобладает лавовая фация, представленная как массивными покровами, так и шаровыми лавами с эллипсоидальной и подушечной отдельностью (ср. Мюришен, Кахарци, Гиши). (рис. 2.9). Нередко на внутренней поверхности полых цилиндров нарастают друзы крупных кристаллов прозрачного кальцита (исландского шпата), иногда совместно с анальцимом. Та же ассоциация развивается в межшаровых промежутках (Абдуллаев и др., 1988; Мустафасв, 2001; Мандалян и др., 2007).

Другой структурой, где широко развиты сантон–нижнекампанские базальтоиды, является Гадрутский прогиб на ЮВ крыле Карабахского антиклинория. Здесь установлены наиболее полные разрезы верхнемеловых отложений. Характерный разрез вулканогенных образований, мощностью до 240м, описан Ю. В. Карякиным (1989) в районе с. Кемракуч. Здесь широко развиты туфобрекчии, агломератовые и кристаллокластические туфы, которые чередуются с лавами и лавобрекчиями щелочных базальтоидов.



Рис. 2.9. Шаровые лавы базальтов кампанского возраста

Петрографический состав и химизм. По данным Абдуллаева Р. Н. с соавторами (1988), Ахундова Ф. А. и Мустафаева М. А. (1983, 2001), Авдеева А. Г. с соавторами (1989), вулканы Мартунинского прогиба образуют непрерывный ряд базальтоидных пород, подразделяющихся по общей щелочности на известково-щелочные оливиновые базальты, субщелочные пикробазальты и трахибазальты, щелочные фельдшпатоидные разновидности — эпилейцитовые тефриты, лимбургиты и субщелочные габброиды (Абдуллаев и др., 1988; Ахундов и др., 1983, 2001; Авдеев и др., 1989). Для них характерен общий набор фенокристаллов, «сквозными» среди которых являются клинопироксен, плагиоклаз и магнетит. В эпилейцитовых тефритах этот ряд дополняется оливином и эпилейцитом (вторичным анальцитом по лейциту), в трахибазальтах — амфиболом или биотитом. Главное различие описываемых пород заключается в особенностях структуры основной массы: в тефритах преобладает оцеллярная структура с характерными «глазками» эпилейцита, реже отмечаются микродолеритовая или гиалопилитовая структуры. В трахибазальтах основная масса преимущественно микродолеритовая или гиалопилитовая, в ней заметно возрастает роль биотита и роль базиса играет калишпат: «глазки» эпилейцита встречаются спорадически (Авдеев и др., 1989).

Субщелочные габброиды имеют пойкилофитовую или долеритовую структуру и сложены плагиоклазом (лабрадор-битовнит), клинопироксеном, оливином, рудным минералом. Второстепенными минералами в них являются амфибол и биотит, акцессорным — апатит. Они образуют малые интрузии, локализованные по периферии вулканических построек (Авдеев и др., 1989; Ахундов и др., 1983). Описанные разновидности щелочных и субщелочных базальтов в разрезах Мартунинского прогиба тесно ассоциируют с известково-щелочными и высококалийевыми базальтовыми андезитами. В Гадрутском прогибе, наряду со щелочными базальтами, ведущая роль принадлежит также андезитам.

Петрохимические данные по мартунинскому комплексу (табл. 2.2) показывают, что породы главной и заключительной фаз вулканизма образуют единую гомодромную серию, состоящую из пикробазальтов (и оливиновых базальтов), тефритов, трахибазальтов, трахибазальтовых андезитов и трахиандезитов. Эта серия имеет оливин- или оливин-нефелин-ортоклаз-лейцит в норме и обнаруживает закономерное снижение количества нормативного оливина и нефелина от начала серии к ее концу, на фоне одновременного роста ортоклаза (Авдеев и др., 1989). Трахиандезиты (и андезиты) имеют кварц-гиперстеновый нормативный состав. Составы эпилейцитовых тефритов характеризуются повышенной ролью Na_2O в сумме щелочей, трахибазальты и трахибазальтовые андезиты принадлежат существенно калиевым разновидностям. Химизм эпилейцитовых тефритов с высоким содержанием таких компонентов, как Fe_2O_3 , MnO , P_2O_5 , отражает их фациальные особенности и принадлеж-

Химические составы позднемеловых вулканических пород Мартунинского (и Гадрутского) и Гочасского прогибов (Ахундов, Мустафасев, 1983, 2001; Авдеев и др., 1989)

SiO ₂	42,32	47,99	44,77	44,60	46,10	42,30	52,60	59,23	61,49	65,45	46,78	46,17	46,59	51,04	59,58	62,00	62,93
TiO ₂	1,32	1,58	1,38	1,70	0,97	1,38	0,68	0,85	0,78	0,38	1,72	1,70	1,63	1,26	0,99	0,93	1,11
Al ₂ O ₃	15,71	15,96	15,76	14,90	14,70	15,29	16,60	17,09	15,71	15,09	16,39	19,48	17,26	18,64	16,99	16,45	16,50
Fe ₂ O ₃	6,70	5,01	7,03	7,35	6,42	3,57	5,98	3,33	3,41	3,98	3,87	6,22	8,92	4,79	2,43	2,71	4,84
FeO	4,02	5,40	3,58	3,74	3,65	7,28	1,88	3,51	1,83	0,87	6,28	2,94	0,32	2,73	3,19	2,86	1,30
MnO	0,22	0,16	0,15	0,21	0,18	0,18	0,16	0,13	0,09	0,10	0,19	0,31	0,13	0,17	0,17	0,16	0,10
MgO	6,14	5,65	5,78	6,21	6,33	11,78	2,76	1,95	1,56	1,00	9,09	5,63	4,22	3,23	1,44	1,74	1,98
CaO	10,51	9,08	10,16	10,10	10,70	9,82	7,50	4,17	3,60	2,82	10,22	9,88	7,08	8,61	4,35	2,81	3,65
Na ₂ O	1,85	3,28	3,82	3,53	2,96	2,79	3,78	4,95	5,43	5,49	2,60	3,51	5,20	3,83	5,20	5,57	4,97
K ₂ O	3,28	0,80	2,31	1,85	2,41	0,44	0,94	2,55	1,52	4,03	0,84	0,35	1,30	0,58	1,32	1,71	2,24
P ₂ O ₅	0,46	0,32	0,58	0,58	0,44	0,25	0,44	0,19	0,24	0,70	0,16	0,25	0,21	0,28	0,37	0,30	0,32
n.n.n.	-	-	-	5,16	4,64	4,43	3,14	-	-	-	2,06	3,52	5,83	4,74	3,58	1,81	1,58
число анализов	9	22	35	19	12	2	4	13	6	2	1	2	14	15	5	7	1

Примечание: Мартунинский и Гадрутский прогибы: 1- субщелочные пикробазальты; 2- оливиновые базальты; 3- оливиновые тефриты; 4- эпидейцитовые тефриты; 5- трахибазальты; 6- субщелочные габбро; 7- трахибазальтовые андезиты; 8- субщелочные андезиты; 9- андезиты; 10- субщелочные дациты.

Гочасский прогиб: а) щелочнооливин-базальтовая серия: 11- меланобазальты; 12- оливиновые базальты; 13- плагиоклаз-амфибол-пироксенные базальты; б) базальт-андезит-трахитовая серия: 14- оливин-пироксен-плагиоклазовые и дупироксен-плагиоклазовые базальты; 15- пироксен-плагиоклазовые андезиты и андезиттрахиты; 16- амфибол-плагиоклазовые и пироксен-амфибол-плагиоклазовые трахиты; 17- андезиты (Григорьев, Соколов, 1977).

ность к газонасыщенным и петроокисленным порциям расплавов. Вариации щелочей в этих породах зависят от перераспределения Na_2O и K_2O между фенокристаллами лейцита и вулканическим стеклом на позднемагматической стадии (Авдеев и др., 1989). Субщелочные габброиды в петрохимическом плане интерпретируются как начальное звено всей серии: образование их связывается с кумуляцией в донных частях магматического очага наиболее ранних кристаллических фаз.

Геохимические особенности. Исследованиями Х. Б. Меликсетяна (2000) установлено, что для наиболее магнезиальных членов мартунинского комплекса индикаторными являются геохимические отношения $\text{Th}/\text{Ta} = 0.83\text{--}2.05$, $\text{Zr}/\text{Nb} = 4\text{--}6$, $\text{La}/\text{Nb} = 0.38\text{--}2.00$, $\text{La}/\text{Ta} = 2.5\text{--}32$, $\text{Ba}/\text{La} = 2\text{--}21$, $\text{V}/\text{Ni} = 0.66\text{--}4.33$. Обращают внимание повышенные концентрации HFS элементов, минимум Rb, высокие значения $\text{Ni}/\text{Co} = 1.4\text{--}3.53$, $\text{Ti}/\text{V} = 28\text{--}64$, $\text{Ti}/\text{Y} = 2.37\text{--}385$, $\text{Cr}/\text{Y} = 3.31\text{--}14.29$ и высокая степень обогащения LREE ($\text{La}/\text{Yb} = 7.6\text{--}40$). Первичные отношения изотопов стронция варьируют в узких пределах (0,70407–0,70418). Геохимическая типизация выявляет резкое отличие мартунинских базальтов от таковых современных и палеоостровных дуг и близость к внутриплитным типам. Своеобразие мартунинских базальтов связано с внутриплитным типом обогащения мантийного источника, отвечающего высокоглиноземистому базанит–тефриту (15–20% степени плавления) и с незначительным участием «субдукционного» компонента в их петрогенезисе.

Учитывая комплекс петрологических и геохимических данных, можно сделать заключение, что формирование Мартунинского прогиба отвечает геодинамической обстановке рифтогенного растяжения в тылу Карабахского фрагмента среднеюрско–нижнемеловой островной дуги Малого Кавказа (Остроумова и др., 1991; Меликсетян, 2000).

Гочасский синклиорий

Геологическое строение и состав осадочных и вулканогенных образований Гочасского прогиба были объектом долголетних детальных исследований Р. Н. Абдуллаева и соавторов (1963, 1988), Э. Ш. Шихалибейли (1966), В. Н. Григорьева и С. В. Соколова (1977), А. С. Остроумовой и соавторов (1991), М. А. Мустафаева (2001) и других авторов. Основываясь на их данных ниже приводится краткое описание фациальных и петрографических особенностей вулканической толщи данной структуры.

Гочасский прогиб представляет протяженную синклиналичную структуру, прослеживающуюся от Восточно–Севанского хребта на СЗ до р. Аракс на ЮВ. ЮЗ флангом он примыкает к Капанскому сегменту Сомхето–Карабахской островной дуги, на северо–востоке граничит с Севано–Агаринской офиолитовой зоной по Кашатаг–Башлыбельскому разлому. Согласно Э. Ш. Шихалибейли (1966), осевая

полоса прогиба протягивается от низов р. Агари к верховьям р. Гочас более чем на 70 км при средней ширине 10 км. В Кашктагском пересечении шарнир синклинальной складки воздымается вследствие приподнятого положения фундамента. Прогиб выполнен осадочно-вулканогенной толщей, мощностью около 500 м, в сложении которой видна отчетливая фациальная изменчивость по латерали. Она выражена в преобладающем развитии лавовых фаций пород в осевой полосе, осадочных и вулканогенно-осадочных пород в его бортовых частях. Характер взаимоотношений осадочных пород (мергелей, известняков, песчаников) и вулканитов указывает на синхронность процессов вулканизма и осадконакопления в области мелкого шельфа открытого моря (Остроумова и др., 1991). Тесная ассоциация вулканических и осадочных пород с обильной фауной определяет кампан-нижнемаастрихтский возраст вулканогенно-осадочной толщи.

Для всего выполнения Гочасского прогиба характерна система протяженных субпараллельных сбросов, трассируемых современными долинами рр. Ахавно и Гочас, и обилие не крупных поперечных разломов (Остроумова и др., 1991). Такая система разрывных нарушений сходна с дислокациями в пределах рифтогенных структур (по Е. Е. Милановскому). Она контролирует размещение вдоль осевой зоны прогиба вулканических центров, представленных цепочками небольших аппаратов центрального типа, и протяженные пояса продольных даек. По фациальному облику преобладающая часть вулканических пород представлена лавовыми потоками и лавобрекчиями базальтов щелочного состава. Андезиты, представленные субвулканическими и пластовыми телами, локализованы преимущественно в Кашатагском прогибе.

Петрографический состав и химизм. Преобладающие в составе вулканитов Гочасского прогиба, базальты подразделяются на две группы: оливин-плагиоклазовые и оливин-клинопироксен-плагиоклазовые (Остроумова и др., 1991). Первая группа слабо дифференцирована в пределах щелочной оливиновой базальт-меланобазальт и включает как порфировые, так и афировые, микропорфировые разновидности. Темноцветным минералом-вкрапленником в них является преимущественно оливин, изредка также и амфибол. Вторая группа имеет порфировое сложение и является главным звеном дифференцированного ряда субщелочной базальт-андезит-трахит. В субщелочных базальтах порфировые выделения оливина постоянно ассоциируют с клинопироксеном, изредка появляется ортопироксен. В зависимости от степени раскristаллизации базиса структура базальтов изменяется от микродолеритовой и микроофитовой до микропорфировой с гиалопилитовой или гиалиновой основной массой.

Андезиты сложены порфировыми выделениями плагиоклаза (олигоклаз-андезина), ортопироксена и амфибола в микролитовой, гиалопилитовой основной

массе. Трахиты представлены амфибол–плагиоклазовыми и пироксен–амфибол–плагиоклазовыми разностями.

По петрохимическим признакам вулканиты Гочасского прогиба подразделяются на две серии: «короткую», щелочнооливин–базальтовую и «длинную», субщелочной базальт–андезит–трахитовую (Остроумова и др., 1991). Химический состав этих главных групп приведен в *табл. 2.2*. Начало их проявления близко во времени и часто совмещено в пространстве. Средние и кислые дифференциаты «длинной» серии являются завершающими. Щелочнооливин–базальтовая серия однородна по SiO_2 , заметно дифференцирована по содержанию щелочей и принадлежит существенно натриевому типу. «Длинная» серия дифференцирована по SiO_2 , по содержанию щелочей ее основные и средние породы относятся к нормальному, известково–щелочному, частично субщелочному ряду с кали–натриевым типом щелочности. Наиболее кислые породы имеют трахиандезитовый и трахитовый состав. Характерными чертами для базальтов обеих серий являются постоянно повышенная титанистость, высокая глиноземистость и кальциевость, заметное содержание окиси фосфора и высокая степень окисленности железа.

Геохимический состав наименее дифференцированных щелочных оливиновых базальтов Гочасского прогиба отличается от островодужных серий и близко соответствует рифтогенным, внутриплитным сериям (Остроумова и др., 1991; Меликсетян, 2000). Эти отличия состоят в натриевом типе щелочности, высокой титанистости и высоком содержании HFS элементов. Заметно понижены значения таких индикаторных отношений как $\text{Th}/\text{Ta} = 0.98\text{--}1.15$, $\text{Zr}/\text{Nb} = 4.21\text{--}4.64$, $\text{La}/\text{Nb} = 0.45\text{--}0.60$, $\text{La}/\text{Ta} = 3.38\text{--}4.87$, $\text{Ba}/\text{Nb} = 6\text{--}7.5$, $\text{Ba}/\text{La} = 12.55\text{--}13.40$, $\text{V}/\text{Ni} = 1.73\text{--}1.74$. Устанавливаются высокие отношения $\text{Ni}/\text{Co} = 2.63$, $\text{Ti}/\text{V} = 57.33\text{--}59.95$, $\text{Ti}/\text{Y} = 419\text{--}648$, умеренное обогащение LREE– $\text{La}/\text{Yb} = 5.86\text{--}5.95$. Первичное изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70438$ соответствует мантийным параметрам. Приведенные геохимические показатели свидетельствуют о внутриплитном типе обогащения мантийного источника, близкого по составу к щелочному пикробазальту со степенью плавления до 20% (Меликсетян, 2000).

Тектоническая позиция в комплексе с индикаторными петрогеохимическими параметрами вулканических пород дают основание рассматривать Гочасский прогиб в качестве тылового бассейна относительно Капанского сегмента Сомхето–Карабахской островной дуги и связывать его вулканизм с заложением интрадугового рифта неполного развития (Остроумова и др., 1991; Меликсетян, 2000).

2.3.2. Кайнозойские вулканические формации

Как было отмечено выше, кайнозойский вулканизм на территории НКР по сравнению с мезозойским пользуется ограниченным развитием. Он в основном тяготеет к Кельбаджарскому наложенному прогибу и к его бортам. Известно, что геодинамические обстановки проявления кайнозойского вулканизма в пределах всего Южного Кавказа, включая и область Карабаха и смежных регионов, отражают режимы континентальной коллизии (Хаин, 1975; Лордкипанидзе, 1980; Карякин, 1989; Короновский, Демина, 2004; Джрбашян, 1989, 2004; Джрбашян и др., 1996, 2009; Карапетян и др., 2010).

Как отмечалось ранее, кайнозойский вулканизм на Южном Кавказе накладывается на разновозрастные, гетерогенные структуры более ранних этапов консолидации, имеющих различную историю геологического развития (Милановский, Короновский, 1973; Джрбашян, 1989; Джрбашян и др. 2001, 2004). Начиная со среднего эоцена и в течение всей последующей эволюции до голоцена включительно, магмогенерация в пределах различных структур всего региона определялась глубинными процессами, связанными с аномально-разуплотненным состоянием астеносферы и подъемом мантийного диапира (Короновский, Демина, 2004; Джрбашян и др., 2008).

Первые проявления вулканической активности здесь отмечаются в разрезе среднего эоцена и более интенсивно продолжаются в позднем эоцене. Далее, после значительного перерыва, новый этап вулканизма уже в наземных условиях проявляется в позднем миоцене и плиоцене и продолжается в плейстоцене, захватывая и голоцен. В разрезе эоцена вулканиды слагают преимущественно дифференцированную базальт–андезит–дацитовую серию при главенствующей роли андезитов. Вулканический комплекс представлен агломератовыми лавами, грубой пирокластикой, переслаивающейся с андезитовыми лавами и прорванной экструзивами и дайками как базальтов, так и дацитов. Комплекс этот обнажается в СЗ части прогиба, северо–восточнее гор. Джермук.

Продукты позднеэоценового вулканизма в пределах прогиба, представленные аналогичной серией пород, имеют более ограниченное развитие. Петрографическая и петрохимическая характеристики пород, слагающих средне–верхнеэоценовую серию, приведены в сводке (Геология Азербайджана т. 3, Магматизм, 2003), поэтому ниже кратко упоминаются главные типы пород и петрохимические характеристики.

Базальты по наличию вкрапленников подразделяются на плагиоклазовые, плагиоклаз–клино–и ортопироксеновые и иногда к ним добавляется оливин. Они

соответствуют известково-щелочным и субщелочным, в норме кварц-гиперстеновым сериям.

Дациты и риолиты, как правило, содержат вкрапленники кварца, плагиоклаза роговой обманки, а в субщелочных разностях также ортоклаза, эгирин-авгита и керсутита. Они как и средне-основные разности отвечают известково-щелочной и субщелочной сериям. Геохимические параметры отражают генетическое родство основных и кислых вулканитов, позволяющее объяснить их происхождение процессами кристаллизационной дифференциации.

Миоплиоциновые вулканические формации развиты преимущественно в СЗ части Карвачарского прогиба. Они представлены главным образом породами кислой-субщелочной серии: от трахиандезитов через дациты и трахидациты до риолитов и трахириолитов. Комплекс известен в литературе как басаргечарская свита (Габриелян, 1954; Паффенгольц, 1948; Кашкай и др. 1952). В его составе отмечаются лавы, лавобрекчии, туфы, туфобрекчии дацитов, риолитов, трахидацитов и трахириолитов, прорванные дайками и экструзивами того же состава (Имамвердиев, 1988; Рустамов, 1995). Завершается эта серия формированием ряда хорошо сохранившихся куполовидных вулканов (Леркасар, Сатанакар и др.) с ярко выраженными обсидианами и перлитами (Карапетян, 1974; Карапетян и др., 2010).

Новый заключительный этап вулканической активности начинается с плейстоцена, а на отдельных участках, примыкающих к СЗ бортам Карвачарского прогиба, захватывая также Сюникское вулканическое нагорье, продолжается в голоцене. Вулканизм характеризуется ареальным типом извержений с формированием целого ряда шлаковых и шлаково-лавовых вулканических корпусов. Последние тяготеют к северо-западному борту Карвачарского прогиба в пределы восточной периферии Сюникского вулканического нагорья. Вулканические постройки хорошо выделяются в рельефе с относительным превышением от первых десятков до сотен метров. Часто из вершинного кратера или из-под основания конуса изливаются потоки глыбовой лавы протяженностью до 5–8 км. Состав продуктов вулканизма данного этапа отвечает «укороченной» базальт-трахибазальт-трахиандезитовой серии. Петрографические и петро-геохимические параметры слагающих серию пород четко коррелируются с одновозрастными вулканитами водораздела и юго-западных склонов Сюникского нагорья (Карапетян и др., 2010; Ширинян, 1970), поэтому здесь специально не рассматриваются.

2.3.3. Мезокайнозойские гранитоидные формации

Проявления интрузивного магматизма на территории НКР приурочены к Сомхето–Карабахскому и Цахкунк–Зангезурскому террейну¹. В их пределах известны многочисленные, относительно крупные и мелкие выходы гранитоидов, однако, учитывая целевую направленность монографии, нами ниже рассмотрены лишь Мехманинский и Црасарский интрузивные комплексы. В пределах Сомхето–Карабахского террейна, являющегося составной частью мезозойской Сомхето–Капанской островодужной структуры, широким развитием пользуются интрузивы среднеюрской (бат) плагиигранитовой и позднеюрской тоналитовой (габбро–тоналитовой) формаций. Интрузивы плагиигранитовой формации на территории НКР не отмечены.

Позднеюрская тоналитовая (габбро–тоналитовая) формация

Интрузивы позднеюрской тоналитовой (габбро–тоналитовой) формации в пределах палеостроводужной структуры слагают почти непрерывный пояс многочисленных небольших массивов: Кохб–Шнохский, Цахкашатский, Кедабекский, Кабахтапинский, Барумский, Дашкесанский, Мехманинский, Вачаганский, Шикаохский и др., представленных в основном тоналитами и кварцевыми диоритами, реже — габброидами и гранодиоритами. Возраст этих интрузивов обычно датируется как верхнеюрско–нижнемеловой, более определенно как неокомский, учитывая прорывание ими средне– и верхнеюрских отложений и результаты К–Аг–ых датировок пород различных фаз и фаций отмеченных массивов (Багдасарян, 1966: Абдуллаев и др., 1966). С другой стороны отмечалось, что возраст рассматриваемых интрузивов по геологическим данным позднеюрский, хотя каких–либо данных подтверждающих это мнение, не приводилось, более того, в заголовке описания этой формации возраст его указывается как «поздняя юра–ранний мел», учитывая, по–видимому, результаты К–Аг датировок (Геол. Азерб., т. III, Магматизм, 2001, с. 107). Следует отметить, что наиболее крупный из интрузивов габбро–тоналитовой формации — Кохб–Шнохский массив (> 90 кв. км), находящийся в Алавердском рудном районе (с.–в. часть Сомхето–Карабахского антиклинория), характеризуется аналогичными геологическими взаимоотношениями с вмещающими интрузив образованиями — прорывает средне– и верхнеюрские (оксфорд) вулканогенно–осадочные образования и трансгрессивно, с угловым несогласием перекрывается отложениями верхнего коньяка (Мелконян, 1976). Результаты его К–Аг датировок 128–153Ма (Багдасарян, Гукасян,

¹ Плутонический магматизм в пределах Амасия–Севан–Агаринского террейна рассмотрен в отдельном разделе.



Рис. 2.10. Мехманинский интрузив.

1 – тоналиты, 2 – кварцевые прожилки, 3 – лейкократовый монцонит

1985), однотипные с таковыми Кедабекского, Зурнабадского, Кабахтапинского, Мехманинского интрузивов, 134–151 Ма (Абдуллаев и др., 1966) явились основанием для датировки его многими исследователями как неокомского интрузива. Однако, согласно недавно проведенным Rb–Sr–ым изохронным датировкам пород различных фаз Кохб–Шнохского массива — 164±6 Ма тоналиты и кварцевые диориты I фазы, 156±3Ма аплитовидные лейкограниты поздней фазы — полученные значения соответствуют верхней юре (Мелконян, Гукасян, 2004). В этой связи и с учетом отсутствия неокомских вулканитов нам представляется более обоснованным все вышеотмеченные интрузивы тоналитовой (габбро–тоналитовой) формации датировать как верхнеюрские.

На территории НКР из интрузивов рассматриваемой формации находится Мехманинский массив (~65 кв. км), размещенный в междуречье Хачен и Тартар. Небольшие выходы однотипных пород отмечены к СЗ и ЮВ от основного массива. Сведения о геологии, петрографии, минералого–геохимических особенностях интрузива приведены в работах А. Н. Соловкина (1944, 1945, 1951), А. Д. Керимова (1956, 19562), Э. Ш. Шихалибейли (1966), Г. В. Мустафаева (1977) и др.

Мехманинский интрузив приурочен к сводовой части Агдамского антиклинария, прорывает батскую вулканогенную толщу — западная экзоконтактовая

зона и трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании перекрывается верхнесенонскими (ныне датируемыми коньяком) карбонатными отложениями — восточная экзоконтактовая зона (Геол. СССР, т. 47, Азерб. ССР, 1972). Однако, как отмечал Э. Ш. Шихалибейли (1966), интрузив прорывает не только батские, но и пирокластические образования кимериджа (левый берег р. Хаченагет, р-ны сс. Мещен, Кусапат, Оратаг), что, с учетом тесной связи эффузивного и интрузивного магматизма, более логично предполагать верхнеюрский, а не неокомский возраст Мехманинского интрузива.

По мнению некоторых азербайджанских исследователей, интрузив является «сложным лакколитообразным» монофазным массивом. В то же время, учитывая морфологию интрузива, приуроченность его к крупному разлому СЗ-го простирания, наличие зон катаклазированных пород, интрузив относится к трещинным, гипабиссальным массивам (Абдуллаев, 1963; Шихалибейли, 1966). Большая его часть (> 90%) представлена роговообманково-биотитовыми тоналитами и кварцевыми диоритами, переходящими в отдельных случаях в гранодиориты и диориты. Фаза жильно-магматических образований представлена широкой гаммой пород — гранодиорит-порфирами, пегматит-аплитами, диорит-порфиритами, кварц диоритовыми порфиритами, лампрофиры, которые сгруппированы в «4 подфазы магматического процесса» (Керимов, 19561).

В районе с. Чанкатаг нами отмечено интересное взаимоотношение между отдельными составляющими Мехманинского интрузивного комплекса. Тоналиты и кварцевые диориты главной фазы пересечены кварцевыми прожилками, иногда с вкрапленностью пирита, мощностью до 3 см, которые в свою очередь секутся жильными гранитами (монцогранитами) мощностью до 5 см (табл. 2. 3, N 7) с аз. простирания СВ 20°, пад. на ЮВ, Ё пад. 75–80° (рис. 2.10). Можно предполагать, что монцограниты являются проявлением либо завершающей фазы Мехманинского интрузива, как лейкограниты в Кохб-Шнохском, Дашкесанском, Учтапа-Кызылкаинском массивах, либо являются проявлением более позднего импульса магматического процесса, непосредственно не связанного с формированием Мехманинского интрузивного комплекса. В любом случае присутствие монцогранитов, секущих кварцевые прожилки, может свидетельствовать о проявлении гидротермальной деятельности, связанной с интрузивом до формирования жильных монцогранитов. Однозначный выбор одного из указанных вариантов возможен после проведения соответствующих современных изотопных датировок.

Количественно-минеральный состав тоналитов и кварцевых диоритов характеризуется широкими вариациями, обусловленными гибридной природой раскристаллизованного расплава.

По особенностям химизма породы Мехманинского интрузива (*табл. 2.3*), как и породы других интрузивов габбро–тоналитовой формации, относятся к известково–щелочной ассоциации (*рис. 2.11*). На классификационной диаграмме Q–A–P (Streckeisen, 1976) они размещаются в основном в поле тоналитов и кварцевых диоритов (*рис. 2.12*).

Становление Мехманинского интрузива завершилось формированием гидротермально–метаморфизованных пород и, в первую очередь, вторичных кварцитов и окварцованных разностей эндоконтактных зон интрузива и экзоконтактных вулканитов. Довольно детальное изучение отмеченных пород, проведенное впервые А. Н. Соловкиным, позволило выделить среди них серицитовые, серицит–цоизитовые и кальцит–цоизитовые разности, выявить их приуроченность к крупным разрывным структурам, отметить наличие в них рудных минералов и подчеркнуть интерес этих образований в практическом отношении (Геол. Азерб. Петрография, 1952).

С учетом разработанного ранее механизма формирования, функционирования и эволюции гидротермальной системы (Мелконян, Акопян, 2006) наиболее перспективными, с точки зрения обнаружения промышленных объектов, являются эндо– и, в меньшей степени, экзоконтактные зоны интрузива в сочетании с соответствующими разрывными структурами.

Мехманинский интрузивный комплекс, вместе с ассоциирующими с ним медно–(молибден)–порфиоровыми, медно–порфиоровыми, полиметаллическими, железорудными и др. рудопроявлениями слагает единую рудно–магматическую систему и является первоочередным объектом, с которым связаны перспективы обнаружения новых рудных месторождений на территории НКР.

Позднеэоцен–раннемиоценовая монцонит–монцогранитовая формация

Позднеэоцен–раннемиоценовый интрузивный магматизм является наиболее мощно проявленным в пределах не только Цахкунк–Зангезурского террейна, но и всего Малого Кавказа. В этой связи достаточно отметить наиболее крупный в регионе Мегринский плутон (~1300 кв. км), с которым связано гигантское Каджаранское медно–молибден–порфиоровое месторождение. Возрастная датировка отдельных интрузивов, а также их формационная принадлежность однозначно еще не решены. В пределах рассматриваемой территории наиболее крупным интрузивом этого возраста является Црасарский (Далидагский) массив (~100 кв. км), размещенный в верховьях рр. Гочас и Тартар. Сведения о геологии, петрографо–минералогических и геохимических особенностях интрузива приведены в работах К. Н. Паффенгольца, А. Н. Соловкина, М. А. Кашкая, А. И. Мамедова, Э. Ш. Шихалибейли, М. Д. Заири, А. Д. Исмаил–заде и др. Интрузив приурочен к Црасар–Мехма-

Таблица 2.3

Химические составы пород Мехманинского интрузивного комплекса *

Окислы NN/пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	ппп	Сумма
1	60,74	0,36	17,9	1,44	4,48	0,06	2,53	4,9	4,4	1,3	0,13	не обн.	0,38	1,46	100,08
2	64,02	0,35	17,6	0,68	3,26	0,04	1,2	4,18	4,7	1,2	0,11	0,60	0,24	2,42	100,6
3	55,82	0,56	20,70	2,04	4,48	0,11	3,29	7,82	4,40	0,50	0,21	не обн.	0,22	0,35	100,49
4	60,23	0,18	19,72	1,48	3,36	0,09	2,05	5,19	4,50	1,20	0,16	0,70	0,18	1,46	100,50
5	58,04	0,66	19,70	2,08	3,36	0,11	3,62	7,14	4,00	1,00	0,23	не обн.	0,20	0,41	100,55
6	59,25	0,51	19,57	2,15	4,20	0,042	1,57	6,09	5,00	0,30	0,23	не обн.	0,15	1,49	100,55
7	76,01	0,1	12,4	0,52	2,24	0,03	0,52	1,6	2,9	3,8	0,04	не обн.	0,35	0,04	100,55

* Чанкатахский выход интрузива: 1. Кварц, монцодиорит, обр. 6443; 2. Тоналит, обр. 6441, 3. Кварц, диорит, обр. 6444; 4. Кварц, диорит, обр. 6446; 5. Кварц, диорит, обр. 6450; 6. Тоналит, обр. 6449; 7. Монцогранит, обр. 6440

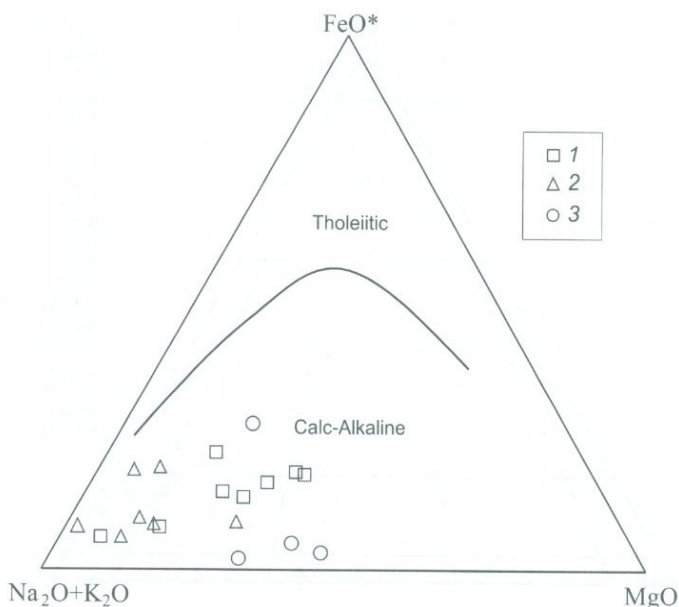


Рис. 2.11. Диаграмма AFM для пород Мехманинского и Црасарского интрузивов

- УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:** 1. Породы Мехманинского интрузива;
 2. Породы Црасарского интрузива (Геол. Азерб. ССР. Петрография, 1952);
 3. Разнотипные породы Мехманинского интрузива (Керимов, 1956²)

нинскому поперечному поднятию, ограниченному Тартарской и Хаченской флексурами или разломами глубокого заложения (Шихалибейли, 1966).

Возраст вмещающих интрузив пород определяется неоднозначно. Ранее отмечалось, что Црасарский интрузив прорывает олигоценовые отложения (Сулейманов, 1948), однако позднее говорилось о прорывании лишь верхнеэоценовых образований (Геол. Азерб., т. III. Магматизм, 2001). Верхняя возрастная граница определяется перекрыванием его нижне-верхнеплиоценовыми вулканитами. На основании результатов К-Аг определений — 30–35 Ма возраст интрузива «устанавливается как олигоцен или нижний миоцен» (Геол. Азерб., т. III. Магматизм, 2001), хотя указанные значения датировок не соответствуют даже границе миоцена и олигоцена (~23 Ма). В то же время, известны значения К-Аг датировок интрузива, значительно расширяющие его возрастные пределы — 30–50 Ма (Шихалибейли, 1966, с. 246). С другой стороны, результаты К-Аг определений различных пород Црасарского интрузива, выполненных в Институте геологических наук АН Армении — 22,3 Ма (среднее по 6 сериям на 3-х образцах), соответству-

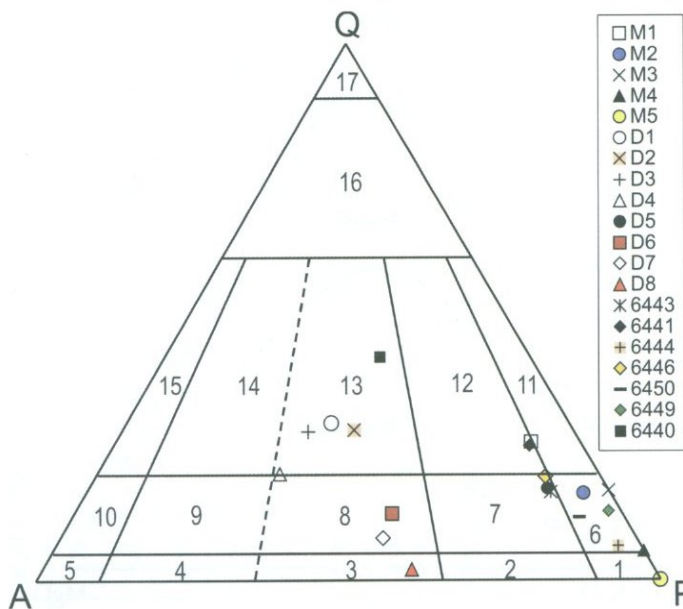


Рис. 2.12. Классификация и номенклатура plutонических пород соответственно модам минералов (Streckeisen, 1976)

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: Поля пород: 1. диорит; 2. монцодиорит, монцогаббро; 3. монцонит; 4. сиенит; 6. кварцевый диорит, кварцевое габбро; 7. кварцевый монцодиорит, кварцевое монцогаббро; 8. кварцевый монцонит; 9. кварцевый сиенит; 11. тоналит; 12. гранодиорит; 13. монцогранит; 14. сиеногранит. **Мехманинский интрузив** (средние количественно-минер. составы, Керимов, 1956²): M1 – биотитовые банатиты (кварц. диориты), M2 – роговообманково-биотитовые тоналиты, M3 – роговообманковые кварц. диориты, M4 – биотитовые кварц. диориты, M5 – роговообманковые кварц. диориты (диориты). Обр. 6443 – кварцевый монцодиорит, обр. 6441 – тоналит, обр. 6444, 6446, 6450 – кварцевые диориты, 6449 – тоналит, 6440 – монцогранит. **Црасарский интрузив** (Геол. Азерб. ССР. Петрография, 1952): D1 – биотитовый гранит; D2 – гранодиорит; D3 – сиеногранит; D4 – сиенито-диорит, порфириовидный; D5 – роговообманковый сиенито-диорит

ют нижнему миоцену (Багдасарян, Гукасян, 1985). Существующий более чем двукратный разброс возрастных K–Ar определений (50–22,3 Ma) свидетельствует о необходимости проведения датировки интрузива альтернативными методами — Rb–Sr изохронным, $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ или U–Pb-ым, что позволит более однозначно датировать возраст интрузива.

Неоднозначно решается и вопрос о строении интрузива. По мнению одних исследователей (Кашкай, Мамедов), Црасарский массив является однофазным образованием с двумя дифференцированными сериями — монцонит–сиенит–диоритовой и гра-

нит–гранодиоритовой, согласно другим (Соловкин, Сулейманов, Шихалибейли и др.) — эти серии являются отдельными фазами. Не исключено, что с учетом вышеотмеченных результатов К–Аг датировок, отмеченные фазы (серии) являются самостоятельными, разновозрастными комплексами (формациями), и проведение современных изотопных датировок пород соответствующих комплексов (фаз или серий азербайджанских исследователей) позволит более уверенно решить этот важный вопрос.

Первая фаза (серия) интрузива — сиенит–диоритовая, слагающая незначительную часть массива, согласно А. И. Мамедову, представлена широкой гаммой пород — сиенитами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами, кварцевыми сиенит–диоритами: вторая фаза — гранит–гранодиоритовая (граносиенитовая по Заири) занимает основную площадь интрузива и представлена биотитовыми гранитами, гранодиоритами, граносиенитами, гранит–аплитами, кварцевыми сиенитами. Весьма характерными для интрузива являются порфирировидные монцограниты с крупными (до 3 см) фенокристами ортоклаза.

Породы жильно–магматической фазы, являющиеся, согласно А. Н. Соловкину, шпировыми выделениями (?–Р. М.), представлены дайками авгит–роговообманковых диоритов, кварцевых сиенит–аплитов, кварцевых сиенит–диоритов, диорит–порфириров, микрогаббро и микродиоритов (Геол. Азерб. Петрография, 1952).

Вдоль северного экзоконтакта массива обнажаются секущие тела габбро–диоритов, диоритов, сиенито–диоритов, гранит–порфириров, являющиеся, по мнению Э. Ш. Шихалибейли (1966), апофизами интрузива.

По особенностям химизма, породы Црасарского интрузива, как и Мехманинского, относятся к известково–щелочной ассоциации (рис. 2.11), однако по сравнению с породами Мехманинского массива они характеризуются отчетливо повышенной общей щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) и постоянным преобладанием K_2O над Na_2O (табл. 2.4).

Согласно количественно–минеральному составу пород (Геол. Азерб. ССР. Петрография, 1952) и рассчитанным нами модам минералов, породы сиенит–диоритовой–первой фазы (серии) интрузива на диаграмме А. Штрекайзена (рис. 2.12) располагаются в поле кварцевых монцонитов (Д6, Д7) и монцонитов (Д8), а породы гранит–гранодиоритовой (граносиенитовой) фазы — в поле монцогранитов (Д1–Д4) и кварцевых монцодиоритов (Д5). Учитывая это обстоятельство, Црасарский интрузив нами относится не к граносиенит–гранитовой формации (Геол. Азерб. Т. Ш. Магматизм, 2001), а к монцонит–монцогранитовой.

Контактовое воздействие интрузива, как отмечалось многими исследователями (Соловкин, Сулейманов, Кашкай, Мамедов и др.), проявлено формированием гранатовых, гранат–диопсид–волластонитовых, кварц–цоизитовых, кальцит–гранатовых и др. скарнов.

Таблица 2.4

**Химические составы пород Црасарского интрузивного комплекса
(по С. М. Сулейманову. Геол. Азерб. Петрография, 1952)**

Окислы NN/шп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	шп	Сумма
1	65, 72	0, 25	17, 93	0, 93	0, 27	0, 05	1, 40	2, 22	2, 63	4, 91	0, 78	2, 83	99, 92
2	65, 45	0, 09	18, 64	1, 97	0, 20	0, 06	0, 92	2, 95	2, 95	3, 58	0, 32	2, 92	100, 05
3	67, 30	0, 57	18, 62	0, 93	0, 83	0, 14	0, 98	2, 91	2, 62	4, 17	0, 40	1, 10	100, 57
4	65, 51	0, 13	18, 62	1, 93	0, 27	0, 09	0, 55	2, 91	3, 02	3, 97	1, 00	1, 52	99, 52
5	66, 81	0, 11	16, 15	0, 70	0, 20	–	1, 04	2, 02	3, 97	4, 64	1, 40	3, 15	100, 19
6	70, 21	0, 13	17, 20	0, 84	0, 10	0, 09	0, 18	1, 60	2, 97	5, 38	0, 19	1, 62	100, 51
7	68, 81	0, 21	14, 41	0, 70	–	0, 05	1, 94	3, 77	3, 12	1, 31	2, 98	2, 98	100, 28

1. Сиенит–диорит, обр. 46: 2. Гранит–порфир, обр. 03: 3. Гранодиорит–порфир, обр. 01: 4. Гранодиорит–порфир, обр. 02: 5. Граносиенит, обр. 06: 6. Граносиенит, обр. 05: 7. Гранодиорит, обр. 02.

Характерной особенностью интрузива является широкое развитие главным образом в его пределах нередко минерализованных (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит) кварцевых жил, приуроченных, как правило, к разломам северо–восточного простирания (Шихалибейли, 1966), которые обычно сопровождаются зонами аргиллизации, окварцевания, каолинизации.

В пределах Црасарского интрузива известны месторождения и проявления молибдена, полиметаллов, урана и тория.

Црасарский интрузив, наряду с Мехманинским, является наиболее перспективным с точки зрения возможного обнаружения промышленных объектов.

2.3.4. Офиолитовая ассоциация

Учитывая важность проблемы для геодинамических построений и новые геохимические данные, раздел написан несколько подробнее.

Офиолиты Малого Кавказа, являющиеся составной частью тетической офиолитовой провинции, в течение уже нескольких десятилетий являются объектом пристального внимания специалистов. До 70–х годов прошлого столетия исследования офиолитов на территории Республики Армения проводились в основном армянскими, а на территории Нагорного Карабаха — азербайджанскими специалистами, которые основное внимание уделяли вопросам их геологического и петрографо–минералогического изучения (Абовян, Арутюнян, Егоян, Меликян, Паланджян, Татевосян, Азизбеков, Кашкай, Гасанов, Ширинов, Шихалибейли и др.).

С появлением гипотезы, ставшей позднее теорией тектоники плит, офиолиты нашего региона стали предметом обширных исследований многочисленных специалистов центральных научно–исследовательских организаций бывшего СССР (Баженов, Белов, Богдановский, Закариадзе, Злобин, Книппер, Ломизе, Морковкина, Савельева, Соколов, Цамерян, Гамкрелидзе и др.). На основании результатов этих работ были рассмотрены некоторые вопросы геологической позиции, минералогии, геохимии и петрологии пород офиолитовой серии, предложены различные варианты геодинамических условий их формирования. В это же время исследования в области геологии офиолитовых зон РА и НКР и отдельных ее частей, петрогенезиса эффузивных и интрузивных составляющих офиолитовой серии были продолжены также специалистами Армении (Аванесян, Казарян, Паланджян, Сатиан и др.) и Азербайджана (Гасанов, Исмаил–Заде и др.).

Новый этап исследований офиолитов Малого Кавказа начинается с 2003 г., благодаря армяно–французскому научному сотрудничеству между ИГН НАН РА и Университетом Ницца–София Антиполис (Франция). В рамках этого сотрудничества нами было проведено комплексное исследование продуктов магматизма и мета-

морфизма в пределах Севанского, Ведийского, Степанаванского и Амасийского участков развития офиолитов с использованием современных аналитических возможностей для расшифровки их вещественного состава и возрастной датировки с целью разработки петрологических и возможных геодинамических моделей формирования офиолитов, начиная с периода формирования океанической коры и кончая закрытием океанического бассейна и обдукцией офиолитов на континентальную кору. Результаты этих работ опубликованы в виде статей в зарубежных журналах (Danelian et al., 2008, 2010; Galoyan et al., 2007, 2009; Rolland et al., 2009 a, b, 2010; Sosson et al., 2010). Позднее исследованиями были охвачены смежные области НКР, что позволит сформировать более общее представление о геодинамических режимах в мезозойе и кайнозойе. Однако эти исследования офиолитов в пределах Агаринской ветви НКР пока находятся в начальной стадии.

В данном разделе в кратком виде по работам прежних исследователей приводятся основные закономерности размещения и литолого–петрологические характеристики пород офиолитовой ассоциации, дополненные результатами наших полевых наблюдений (первая часть), и их краткий сравнительный анализ с результатами более детальных исследований территории РА.

Офиолиты Малого Кавказа относятся к тетической офиолитовой провинции и, по всей вероятности, являются восточным продолжением шва Измир–Анкара–Ерзинка азиатского офиолитового пояса (Книппер, 1975: Knipper and Khain, 1980: Adamia et al., 1980: Sengör, Yilmaz, 1981: Adamia et al., 1987: Yilmaz et al., 2000 и др.). Считается, что данные офиолиты соответствуют аллохтонным единицам океана Нететис или другого окраинного бассейна в этом океане (Пейве, 1969: Книппер, 1975: Knipper and Khain, 1980: Соколов, 1977: Adamia et al., 1980, 1981: Zakariadze et al., 1983: Закариадзе и др., 1986: Knipper et al., 1986: Карякин, 1989: Galoyan et al., 2007, 2009: Sosson et al., 2010 и др.). В то же время некоторые авторы утверждают, что эти офиолиты являются автохтонными или параавтохтонными образованиями, связанными с активными рифтами, наложенными на «сиалическую» континентальную основу и функционировавшими в поздней юре и в мелу (Шихалибейли, 1966: Асланян, Сатиан, 1977, 1982: Сатиан, 2005: Сатиан и др., 2005, 2006, 2009a, b).

Начиная с работы (Асланян, Сатиан, 1977), на территории Малого Кавказа выделяются не две, а три обособленные офиолитовые зоны:

1. Амасия–Севано–Агаринская (АСА), простирающаяся с северо–запада на юго–восток и протягивающаяся вдоль мезозойской Евразийской активной окраины.
2. Ведийская, которая надвинута (Соколов, 1977: Galoyan, 2008: Sosson et al., 2010 и др.) на Южно–Армянский микроконтинент (ЮАМ) или на Армяно–Нахичеванскую субплатформу (Закариадзе и др., 1986).

3. Зангезурская, которая протягивается вдоль Зангезурского разлома (Асланиян, Сатиан, 1977), по границе между Евразийской активной континентальной окраиной и ЮАМ, и интерпретируется как офиолитовый шов (Книппер and Khain, 1980, Adamia et al., 1981 и др.).

Геологическое строение и литологическая характеристика пород офиолитовой ассоциации Агаринской ветви

Амасия–Севано–Агаринской зоны

Геологическое строение Агаринской ветви АСА офиолитовой зоны, общая характеристика офиолитовых комплексов, литология и петрохимия вулканогенно-осадочных толщ рассмотрены в работах А. Л. Книппера, С. Д. Соколова, Г. С. Закариадзе, Т. А. Гасанова А. Д. Исмаил-заде и других исследователей.

Относительно геолого-тектонического положения, происхождения и формирования гипербазитов рассматриваемой территории существуют разные мнения. Одни считают их интрузивами, внедренными в позднемеловое время и размещенными в основном в кремнисто-диабазово-радиоляритовой толще (Кашкай, 1947; Азизбеков и др., 1950; Шихалибейли, 1964; Гусейнова, 1984 и др.). Другие предполагают, что гипербазиты являются продуктом метасоматического преобразования дисперсного субстрата (Морковкина, 1974 и др.). И, наконец, сторонники тектоники плит допускают, что они формировались в более глубоких горизонтах земной или океанической коры и в дальнейшем внедрились в твердом состоянии в верхние горизонты (Паффенгольц, 1970, Пейве, 1969; Книппер, 1971, 1975; Соколов, 1977, Zakariadze et al., 1983 и др.). Надо подчеркнуть, что последняя точка зрения, несмотря на множество возникших спорных вопросов в интерпретации различных положений этой теории, является наиболее приемлемой в настоящее время.

Согласно схеме тектонического районирования А. Л. Книппера (1975), на левобережье р. Тартар, в пределах складчатой системы Малого Кавказа, с севера на юг выделяются следующие структурно-фациальные зоны: Сомхето-Карабахская и Севано-Агаринская (СА). СА зона, выделенная еще в 1956 г. Э. Ш. Шихалибейли, используется А. Л. Книппером в ином объеме — из нее исключаются Тргинийский синклиорий и Карабахский антиклиорий. Таким образом, границы СА зоны определяются только областью распространения офиолитов. Эта зона протягивается от района Лисагорского перевала на юго-востоке до северо-восточного побережья оз. Севан в пределах Армении. Граница Сомхето-Карабахской и СА зон проходит по крупному надвигу, известному под названием Главного надвига Малого Кавказа (Паффенгольц, 1934). Граница СА офиолитовой зоны с Капанской зоной проводится вдоль Кашатагского антиклиория, где первая зона граничит с Гочасским синк-

линорием по так называемому Кашктаг–Башлыбельскому разлому. На всем своем протяжении на территории НКР Южная подзона СА зоны представляет собой узкую вытянутую полосу с максимальной шириной в бассейне рр. Тартар и Тутхун (25–30 км) и минимальной — у Лисагорского перевала (1,5–2 км).

В пределах северной части СА зоны выделены две подзоны: Сарыбабинская (Сарипапская) и Джильская (Книппер, 1975). Сарипапская подзона (или синклиниорий, по Э. Ш. Шихалибейли) протягивается узкой полосой от левобережья р. Тартар вплоть до района с. Джил (на территории РА). Юго–западная часть подзоны в пределах НКР перекрыта четвертичными образованиями и вулканогенно–осадочными породами палеогена Карвачарской мульды.

В целом Южная подзона имеет сложное синклинальное строение (отчасти отвечает Сарипапскому синклинорию) и состоит из ряда антиформных и синформных структур. В его строении выделяются три тектонических комплекса: автохтонный, аллохтонный и неавтохтонный (Соколов, 1977).

Разрез офиолитов автохтона слагают среднеюрские вулканогенные породы Карабахской и Кашатагской структур, вулканогенно–осадочные отложения верхней юры, которые перекрываются карбонатной толщей титона–неокома (в окрестностях гор. Шуши). Верхняя часть автохтона уже в пределах собственно офиолитовой зоны сложена терригенными, нередко флишоидными отложениями альба (апта?) — сеномана (Кашкай и др., 1967; Халилов и др., 1974 и др.) с вышележащей олистостромовой толщей. Следует отметить, что повсеместно в верхней части флишоидной толщи появляются обломки пород офиолитовой ассоциации и увеличивается доля карбонатных пород. Автохтонный комплекс венчается олистостромовой толщей, которая залегает согласно, с постепенными переходами на альб–сеноманских отложениях и перекрывается аллохтонным комплексом. Помимо продуктов перемыва гипербазитов, встречаются также обломки и крупные олистолиты габброидов и пород эффузивно–радиоляритовой серии (рис. 2.13, А). Среди олистостромовой толщи выделяются стратифицированные пачки конгломератов, песчаников, алевролитоглинистых пород и оползневые горизонты (Соколов, 1977).

С. Д. Соколовым (1977) в полосе олистостромовой толщи установлены также три крупные пластины «серпентинитового меланжа», состоящие из габброидов, основных вулканитов и кремнисто–карбонатных пород, погруженных в серпентинитовую массу. Выходы такого типа меланжа нами встречены в долине верхнего течения р. Тартар (в окрестностях г. Карвачар), где они трансгрессивно перекрываются песчаниками и конгломератами основания среднего эоцена.

Аллохтонный комплекс сложен преимущественно офиолитами и вместе с автохтоном перекрывается осадочными отложениями верхнего мела, от кото-

рых и начинается разрез неоавтохтона с горизонтом конгломератов верхнего коньяка в основании. Последним фактором и определяется верхний возрастной предел обдукции офиолитов в исследуемом регионе (Соколов, 1977: Закариадзе и др., 1986 и др.).

В строении офиолитовой ассоциации, находящейся в аллохтонном залегании, выделяются две покровные пластины: *нижняя габбро-серпентинитовая* (названная Ипякской) и *верхняя эффузивно-радиоляритовая* (названная Нагдалинской) (Книппер, Соколов (рис. 2.13, Б).

Ипякская пластина повсеместно перекрывает олистостромовую толщу. На многих участках падение плоскости надвига в его основании параллельно слоистости в подстилающей олистостроме, что позволяет говорить о становлении этой части аллохтона до этапа складчатых деформаций (Соколов, 1977). Серпентиниты и серпентинизированные ультрабазиты занимают нижнюю часть покрова, а габбро-плагиогранитный комплекс — верхнюю. По оценкам С. Д. Соколова, максимальная мощность Ипякского покрова составляет около 1000 м. Породы, слагающие комплекс основания офиолитов СА зоны, делятся (Злобин и др., 1983) на две генетически разобщенные серии: мантийную, включающую гипербазиты «матрицы меланжа», и гипербазит-габбро-троктолитовую, включающую в себя породы расслоенного комплекса.

Ипякский массив, вытянутый с СЗ на ЮВ на 10 км при ширине 2, 5–3 км, детально изучен (Савельева, Савельев, 1988). В его составе пространственно обособлены поля двух серий — *дунит-гарцбургитовой* (мощностью 1000–1100 м) и *габбровой* (мощностью около 700 м). Между ними, вдоль контакта, протягивается полосчатая дунит-верлит — (лерцолит) — габбро-пироксенитовая серия мощностью от 20 до 250 м.

Дунит-гарцбургитовая серия представлена главным образом гарцбургитами со структурами высокотемпературных деформаций (по-видимому речь идет о мантийной части офиолитового разреза), среди которых расположены линзовидные и жильные тела дунитов, энстатитов и вебстеритов. Дуниты и энстатиты тяготеют к нижней, а вебстериты — к верхней половине разреза; количество и мощность вебстеритовых жил и прослоев нарастают к контакту с габброидами. Направление жил вебстеритов субсогласно с гарцбургитовой полосчатостью.

Габбровая серия представлена габбро-норитами с пропластками пироксенитов, плагиоклазовых дунитов и верлитов в приконтактной зоне. Вблизи ультрабазитов преобладают полосчатые, а на удалении — массивные габбро-нориты с участками полосчатых разностей. По простиранию полосчатость не выдержана, местами уплощенные кристаллы минералов ориентированы в плоскости полосчатости, иногда с трахитоидной структурой. В целом полосчатость

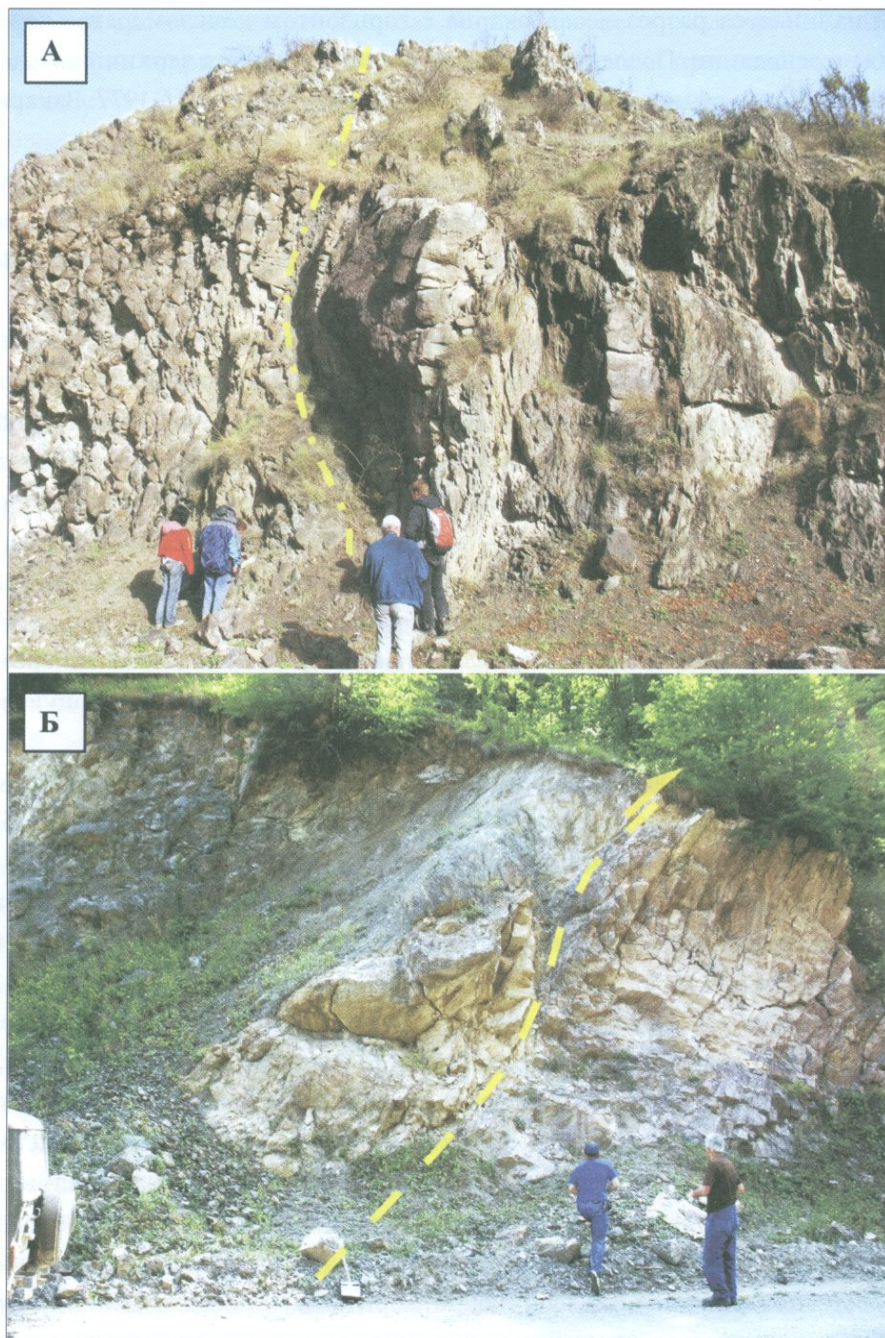


Рис. 2.13. А – крупнейший олистолит (слева) подушечных базальтовых лав в сильно перетертой чешуйчато-будинированной олистростромовой толще с субвертикальным падением (автодорога между сс. Гетаван и Чаректар); Б – породы офиолитовой формации с северо-запада надвинуты (азимут падения контакта -320° , под углом 55°) на розовато-серые известняки кампана-маастрихта (окрестности с. Ехегнут)

конформна границе перидотит–габбро и, на наш взгляд, является продолжением кумулятивной серии — расслоенного комплекса корового разреза этих офиолитов. Кумулятивная серия характеризуется следующей схемой выделения минеральных фаз: шпинель, оливин, плагиоклаз, клинопироксен, ортопироксен и магнетит.

Нагдалинская пластина сложена породами эффузивно–радиоляритовой серии, среди которых преобладают базальты, спилиты, диабазы, с подчиненной ролью глинисто–кремнистых, карбонатно–кремнистых пород, яшмо–радиоляритов и микритовых известняков. Однако полный разрез верхнего — Нагдалинского покрова нигде не сохранен, и встречаются лишь его отдельные фрагменты. Как правило, породы этой формации раздроблены, сильно деформированы, брекчированы и разбиты на отдельные блоки (Соколов, 1977 и наши последние полевые наблюдения).

Эффузивно–радиоляритовая серия почти повсеместно перекрывает тектонически различные горизонты габбро–серпентинитового пласта, и только на крыльях узких антиклинальных структур породы верхнего покрова непосредственно залегают на олистостромовой толще. Наиболее представительные их разрезы расположены в верховьях рр. Пчанис, Мамели, Чильгяс и на юго–западном крыле Асрикской антиформной структуры. Максимальная мощность покрова достигает 1500–2000 м (Соколов, 1977).

В разрезе аллохтона оба покрова несогласно перекрыты вулканогенно–терригенной серией (общей мощностью ~500 м), в основании которой выделяется пачка, сложенная аргиллитами, песчаниками, включающими линзы и карманы конгломератов (Закариадзе и др., 1986). Согласно этим авторам, несогласие четко устанавливается в окрестностях сс. Арташави, Фингя (Кашатагский район), Егцатех и Нор Брэджур (Карвачарский район). Вверх по разрезу эта базальная пачка переходит в чередование олистостромы с красными кремнями, микритовыми известняками, подушечными и массивными лавами базальтов и андезитов, туфами, вулканическими брекчиями и гиалокластитами. Согласно А. Л. Книпперу, возраст основания вулканогенно–терригенной серии надежно установлен как сенманский, но верхний возрастной предел недостаточно ясен (Knipper, 1980). Однако, на наш взгляд, эта часть разреза аллохтона и собственно вышеприведенное «несогласие» нуждаются в дополнительных полевых наблюдениях, особенно с точки зрения их возможной тектонической переработанности.

Таким образом, коровый разрез офиолитов включает: (а) плутоническую часть, состоящую из ультрабазитов, габбро, диабазов, диоритов и плагиогранитов, (б) вулканическую часть, состоящую из массивных и пиллоу базальтовых лав и, наконец, (в) глубокоокеанические пелагические осадки (яшмо–радиоляри-

ты и известняки), которые на разных участках перекрывают все предыдущие серии. В настоящее время не представляется возможным точное определение первичного минерального состава серпентинитов, так как они сильно деформированы и гидротермально изменены. Тем не менее, во многих участках их *mantийное происхождение* вполне вероятно, учитывая их более интенсивную пластическую деформированность («тектониты») по сравнению с вышележащими габбро и диабазами.

Весьма характерным для Агаринских выходов офиолитов СА зоны является обилие лиственитов, которые ассоциируют с разломами в серпентинитах, обнажаясь также в их окончаниях в виде линз и даек. Протяженность последних измеряется сотнями, а мощность — десятками метров (Кашкай, Аллахвердиев, 1965 и наши полевые наблюдения). С ними генетически или пространственно связаны различные виды полезных ископаемых.

Неоавтохтонный комплекс рассматриваемой территории начинается с терригенно-обломочной толщи, представленной красноцветной пачкой (переслаивание аргиллитов, алевролитов и известковистых песчаников: мощность 15–20 м) и известковистой пачкой (аргиллиты и песчаники известковистые: мощность около 50 м), которые сменяются чередованием песчаников и конгломератов зеленовато-серого и буровато-серого цветов (мощность 25 м). Гальки представлены как офиолитокластами, так и обломками андезитов, кварцевых дацитов, песчаников, алевролитов и разнообразных гранитоидов. На основании фауны, собранной в прослоях песчаников и конгломератов, определен интервал возраста — от турона до сантона (Соколов, 1977).

Выше по разрезу терригенно-обломочные отложения перекрываются карбонатной толщей верхнего сенона, представленной светлыми плитчатыми пелитоморфными известняками, в которых в подчиненном количестве содержатся мергели и органогенно-обломочные известняки. Возраст известняков, определяемый по обломкам иноцерам морских ежей и многочисленным глоботрункан, соответствует позднесенонскому надярусу (Соколов, 1977).

Верхнесенонские известняки сменяются толщей флишоидного чередования гравелитов, песчаников, известковистых алевролитов и мергелей палеогенового возраста.

Таким образом, становится очевидным, что обдукция Севано-Агаринских офиолитов имела место в коньяк-сантоне, поскольку продукты последних (с преобладанием вулканитов) находятся в составе фаунистически охарактеризованных конгломератов верхнего коньяка-сантона (Акопян, 1976; Соколов, 1977 и др.), в то время как в раннем-среднем мелу осадконакопление в этом районе не происходило или преобладали эрозионные процессы.

Геохронология, петрологическая характеристика пород офиолитовой ассоциации Агаринской ветви Севано–Агаринской зоны

По предварительным данным, возраст офиолитов СА зоны, согласно радиоляриевым датировкам, верхняя юра–нижний мел (Ренгартен, 1959: Кашкай, Аллахвердиев, 1973: Книппер, Соколов, 1974: Соколов, 1977: Knipper, 1980: Zakariadze et al., 1983: Вишневская, 1984 и др.). Возраст эффузивно–радиоляритовой серии нагдалинского покрова, на основе определений корралов (определения Е. И. Кузьминчевой) собранных в известняках (последние в виде линз и прослоев) — позднеюрский (поздний оксфорд–титон), однако не исключен и более древний, среднеюрский их возраст (Соколов, 1977).

Более поздние данные в районе старого Соткского перевала (Книппер и др., 1997) свидетельствуют о наиболее древнем, позднекарнийском и тоарском возрасте радиолярий в яшмах региона. Кроме того, две изохроны, полученные соответственно для габбро и габбро–норитов (Sm–Nd метод, $226 \pm 13\text{Ma}$ и $224 \pm 8\text{Ma}$) Левского и Алтыковшанского массивов, также свидетельствуют об их верхнетриасовом (карнийском–норийском) возрасте (Богдановский и др., 1992).

Хотя стратиграфия вулканогенно–осадочных серий офиолитового комплекса Севанского участка этой зоны все еще нуждается в дополнительной разработке, однако наши совместные исследования (благодаря радиоляриевым датировкам Т. Данеляна и Г. Асатрян) позволили уточнить временной интервал проявления офиолитового вулканизма. Это средняя–поздняя юра, в отличие от прежней датировки вышеуказанных исследователей — поздняя юра–средний–поздний мел. Следует отметить, что совместными комплексными работами последних лет (Danelian et al., 2008) выявилось наличие радиолярий среднеюрского возраста (байос и бат–средний келловей) и в Ведийской зоне офиолитов Армении, датировка которых в дальнейшем была уточнена в пользу байоса (Асатрян, 2009).

Офиолитовые вулканыты СА зоны и особенно Агаринской ветви на основании микропалеонтологических данных подразделяются на две самостоятельные группы: (1) нижний горизонт — оксфорд–барремского возраста (Жамойда и др., 1976: Zakariadze et al., 1983), состоящий из потоков подушечных и массивных лав и (2) альб–сеноман–нижнеконьякский (?) верхний горизонт (Zakariadze et al., 1983: Сатиан, 1984). Вулканыты нижнего горизонта, расположенные ниже поверхности вышеописанного несогласия, представлены покровами подушечных и массивных лав и петрохимически отвечают породам щелочной и толеитовой серий (около 80% и 20% соответственно) (Закариадзе и др., 1986). Согласно этим авторам, в щелочной серии резко преобладают базальты, среди которых выделяются афировые и мелкопорфировые разности с

вкрапленниками оливина, титанавгита, плагиоклаза и керсутита. Относительно немногочисленны субвулканические тела щелочных диабазов, главным темноцветным минералом которых является титанавгит. Трахиандезиты и трахиты количественно подчинены.

Вулканиды толеитовой серии представлены преимущественно базальтами, отвечающими афировым и реже мелкопорфировым — плагиоклазовым, оливин–плагиоклазовым, клинопироксен–плагиоклазовым разностям. Субвулканические тела толеитовых диабазов, среди которых выделяются оливковые, клинопироксеновые и уралитовые разновидности, прорывают не только габбро, но и толеитовые базальты (Закариадзе и др., 1986). Этими авторами в целом ряде разрезов подчеркивается тесная ассоциация и переслаивание щелочных и толеитовых лав. Однако, по нашему мнению, высокотитанистые керсутитовые и в основном щелочные базальты в геологических разрезах (в долинах рек Дали, уч. Севан и Хосров, уч. Веди) занимают более высокое стратиграфическое положение, чем собственно офиолитовые толеитовые вулканиды. Кроме того, на основании данных тонкой геохимии щелочная серия вулканидов, которая повсюду сопровождает породы офиолитовой ассоциации, впервые нами четко разграничена от последних и считается более молодой, чем настоящие офиолиты (см. ниже).

На основании петро–геохимических данных (относительно ограниченных по объему) среди вулканидов офиолитовой ассоциации СА зоны были выделены: (а) *толеиты*, аналогичные развитым на срединно–океанических хребтах и примитивных островных дугах, а также (б) *щелочные базальты* и их более кислые дифференциаты внутриплитового характера (рис. 2.14). (Закариадзе и др., 1986: Цамерян и др. 1988)

Бимодальность вулканидов СА зоны отмечена также азербайджанскими геологами (Ахундов, 1986; Исмаил–заде, 2001 и др.). Согласно Ф. А. Ахундову (1986), верхнемеловая вулканогенная толща этой зоны сочетает черты вулканизма океанических *островных дуг* (низкощелочные, низкотитанистые толеиты) и *внутриокеанических островов* («субщелочные» высокотитанистые базальты, трахибазальты и толеитовые базальты). Следовательно, для установления структурно–геодинамических условий их формирования необходимы более однозначные петролого–геохимические маркеры (особенно изотопные данные), при этом установление хронологии магматических событий имеет определяющее значение не только для Агаринской ветви, но и для Малокавказской офиолитовой провинции в целом.

Результаты проведенных нами петро о геохимических и литолого–геологических исследований различных офиолитовых массивов на всей территории

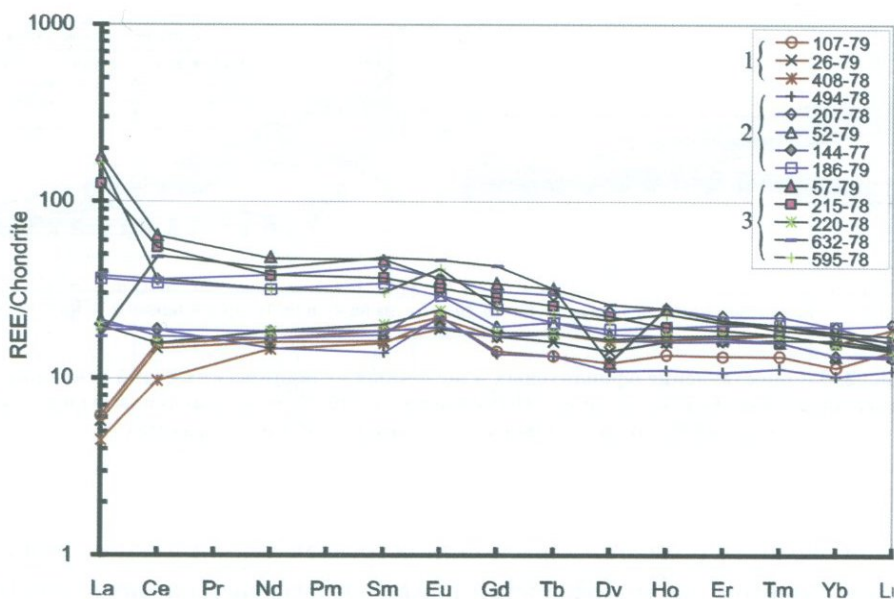


Рис. 2.14. Нормированные к хондриту (Evensen et al., 1978) спайдер диаграммы пород Севано-Акеринской зоны по данным (Закариадзе и др., 1986)

Армении (Galoyan, 2008; Galoyan et al., 2007, 2008; Rolland et al., 2009) и сравнение с предварительными данными по массивам НКР свидетельствуют (с некоторыми ограничениями) об их однотипности. Они, хотя и разрозненно, характеризуют полный офиолитовый разрез медленного спрединга океанической коры Неотетиса. Последний выражен (а) полной серпентинизацией мантийных (реститовых) и коровых (кумулятивных) ультрабазитов, (б) присутствием интрузивных тел (габбро, диориты, плагиограниты) и офикальцитов, (в) небольшим объемом базальтовых лав (особенно их преобладающая подушечная текстура) по сравнению с плутонитами (радиоляриты перекрывают не только базальты, но и различные плутониты) и, наконец, (г) отсутствием или крайней редкостью комплекса параллельных даек. Основным петрогенетическим механизмом формирования океанической коры офиолитов, вероятно, являлись процессы кристаллизационного фракционирования (начиная от ультрабазитов к габбро и до плагиогранитов) толеитовой базальтовой магмы типа N-MORB с отчетливым влиянием субдукционного компонента (вода, пелагические и аккреционные отложения и т. д.).

Выходы офиолитов АСА зоны являются разрозненными реликтами мезозойской Малокавказской океанической коры в виде возможной *шовной зоны* (Ломизе, 2004; Джрбашян, 1990; Джрбашян, Мнацаканян, 1981) между Евразийской

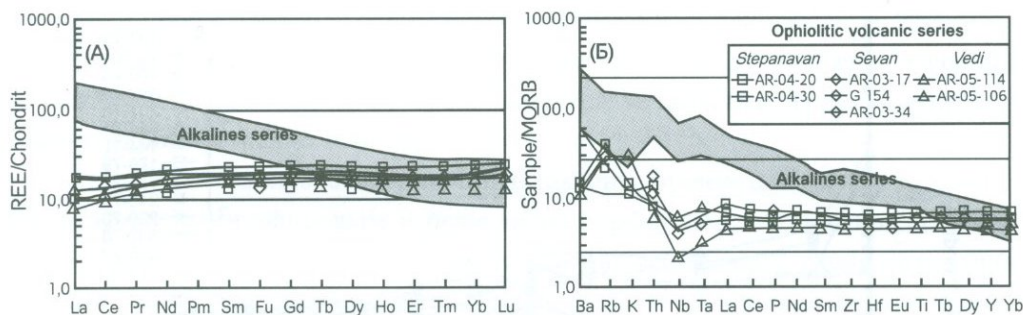


Рис. 2.15. Сопоставление офиолитовых и щелочных вулканических серий основного состава на нормированных к хондриту (Evensen et al., 1978) редкоземельной (А) и к MORB (Sun and McDonough, 1989) мультиэлементной (Б) диаграммах

активной окраиной (Сомхето–Карабахская островная дуга) и Южно–Армянским микроконтинентом (часть Аравийской плиты — пассивная окраина Гондваны). При движении и/или обдущировании в южном направлении часть этих офиолитов оказалась в аллохтонном залегании в погребенном состоянии (данные по скважинам) и в виде дискретных выходов Ведийской зоны.

На основании новых определений радиолярий эффузивно–осадочная серия Степанаванского массива (в СЗ части РА) датируется поздней юрой, а Ведийского массива — средней юрой (Danelian et al., 2007: 2008). Следовательно, в пределах Армянского нагорья (включая агаринскую ветвь офиолитов) можно говорить о существовании в течение юры развитого бассейна с океанической корой, рифтинг которой, судя по фаунистическим данным (Книппер и др., 1997: Tekin et al., 2002) и по палеотектоническим реконструкциям (Казьмин, Тихонова, 2005 и др.), начался еще в позднем триасе.

Новые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения по амфиболу для офиолитов территории РА свидетельствуют, что они (в частности, габброиды) образовались в интервале от 178.7 ± 2.6 Ma (Веди, Даштакарский массив) до 165.3 ± 1.7 Ma (Севан, Артанишский массив) (Galoyan, 2008: Galoyan et al., 2009). Эти значения созвучны с известными изотопными датировками плутонической составляющей офиолитовой серии в Севанской подзоне — 168–160 Ma (Морковкина, Арутюнян, 1971: Закариадзе и др., 1990). При этом Ведийская зона соответствует «внешней» части офиолитового пояса Малого Кавказа, а АСА — «внутренней», учитывая их возрастные различия (Galoyan, 2008).

В то же время в вулканитах внутриплитной серии Ведийского участка микроскопически и микрозодом идентифицирован керсутитовый амфибол. Прецизионные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки керсутитов Ведийского участка (ущелье р.

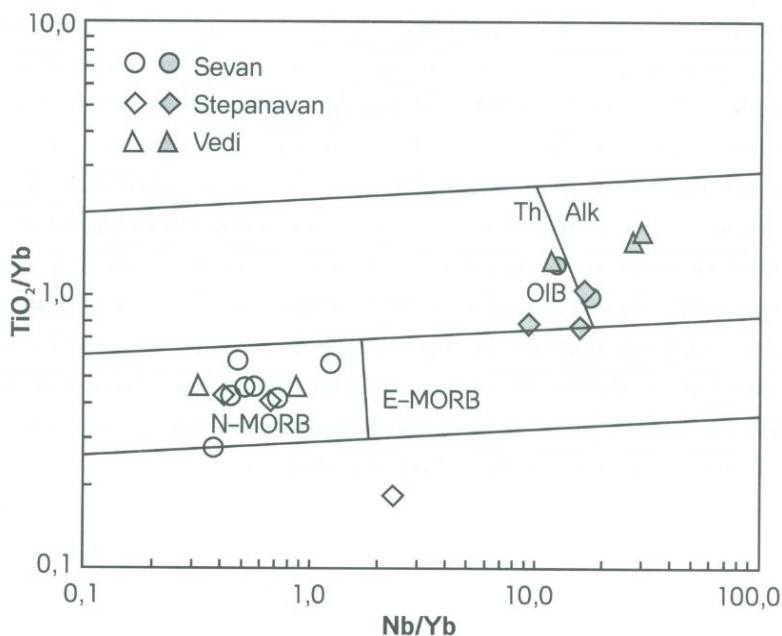


Рис. 2.16. Положение фигуративных точек базальтов офиолитовой и щелочной серий на диаграмме $TiO_2/Y - Nb/Yb$ (Pearce, 2008)

Хосров) свидетельствуют об их позднеаптском возрасте формирования — 117.3 ± 0.9 Ma (Rolland et al., 2009). Кроме возраста они существенно отличаются от базальтов офиолитовой серии и по своим геохимическим характеристикам. Присутствие керсутитовых разностей пиллоу базальтов, отмеченных ранее Г. А. Казаряном (1992), нами также было подтверждено при полевых работах в Севанском участке (ущелье р. Дали) и, по всей вероятности, не исключается их наличие и в агаринской ветви СА зоны. На основании геологических и особенно геохимических исследований из собственно офиолитовой серии нами выделены щелочные высокотитанистые лавы, относящиеся по своим геохимическим параметрам к внутриплитным базальтам типа WPB или OIB типам (рис. 2.15, А, Б и 2.16).

Возникновение высокотитанистых толеитовых и щелочных базальтовых лав, по всей вероятности, связывается с магматизмом *мантийного плюма* (Galoyan et al., 2007, 2009; Rolland et al., 2009, 2010), наложением их на океанический фундамент в виде *океанического плато*. Предположительно в течение среднего мела это явление имело региональный характер, учитывая присутствие однотипных лав как на территории Турции в «Анкарском меланже» (Tankut et al., 1998), так и в Иране в офиолитовом комплексе Керманшаха (Ghazi and Hassanipak, 1999).

Таким образом, офиолиты Армянского нагорья предположительно формировались в *задуговом бассейне* или в *окраинном море* в условиях медленного спрединга на реликтовой океанической литосфере Неотетиса в течение всей юры. Наложение щелочного магматизма в апте–сеномане (?) приводит к увеличению мощности этой тыловодужной океанической коры и, следовательно, к формированию океанического плато. Океаническая кора в основном была субдуцирована под Евразийскую — Сомхето–Карабахскую–островную дугу, однако время прекращения спрединга остается пока неопределенным. Наконец, обдукция реликтов океанической коры на пассивную окраину фронтального фрагмента Аравии — Южно–Армянский микроконтинент — по–видимому, началась, как минимум, после альб–сеномана, учитывая возраст олигоценовой толщи в бассейне р. Тартар, и завершилась в позднеконьякское время.

Глава 3

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Одним из приоритетных направлений социально-экономического развития Нагорно-Карабахской Республики является развитие горнорудной и металлургической промышленности. В этой связи важнейшей задачей является расширение и укрепление минерально-сырьевой базы эксплуатируемого Дрмбонского месторождения и выдвижение под разведку новых объектов с целью создания надежного резерва в долгосрочной перспективе.

В данной главе на основании фондовых и опубликованных материалов, а также собственных изысканий обобщены результаты многолетних геолого-поисковых и геологоразведочных работ.

Основное внимание уделено степени изученности полезных ископаемых, имеющимся сведениям по запасам конкретных месторождений, их перспективам, направлению дальнейших работ. Относительно подробно описаны промышленные месторождения Мехманинского и других рудных районов, в частности Дрмбонское золото-медноколчеданное, Мехманинское полиметаллическое и ряд других объектов.

Неметаллические полезные ископаемые оценены, прежде всего, с точки зрения их перспектив и возможного использования для организации производства различного целевого назначения.

Приведенная в настоящей работе геологическая информация свидетельствует о наличии на территории Нагорно-Карабахской Республики значимой минерально-сырьевой базы, которая может быть использована для создания и развития различных отраслей промышленности и решения вопросов занятости трудоспособного населения. (рис. 3.1)

3.1. Металлические полезные ископаемые

Рассматриваемый регион, несмотря на свою небольшую территорию, характеризуется наличием месторождений разнотипных металлических полезных ископаемых (Сведения о полезных ископаемых НКР, 2008). В частности Мехманинское месторождение серебра еще в глубокой древности эксплуатировалось кустарным способом, о чем свидетельствует большое количество древних выра-

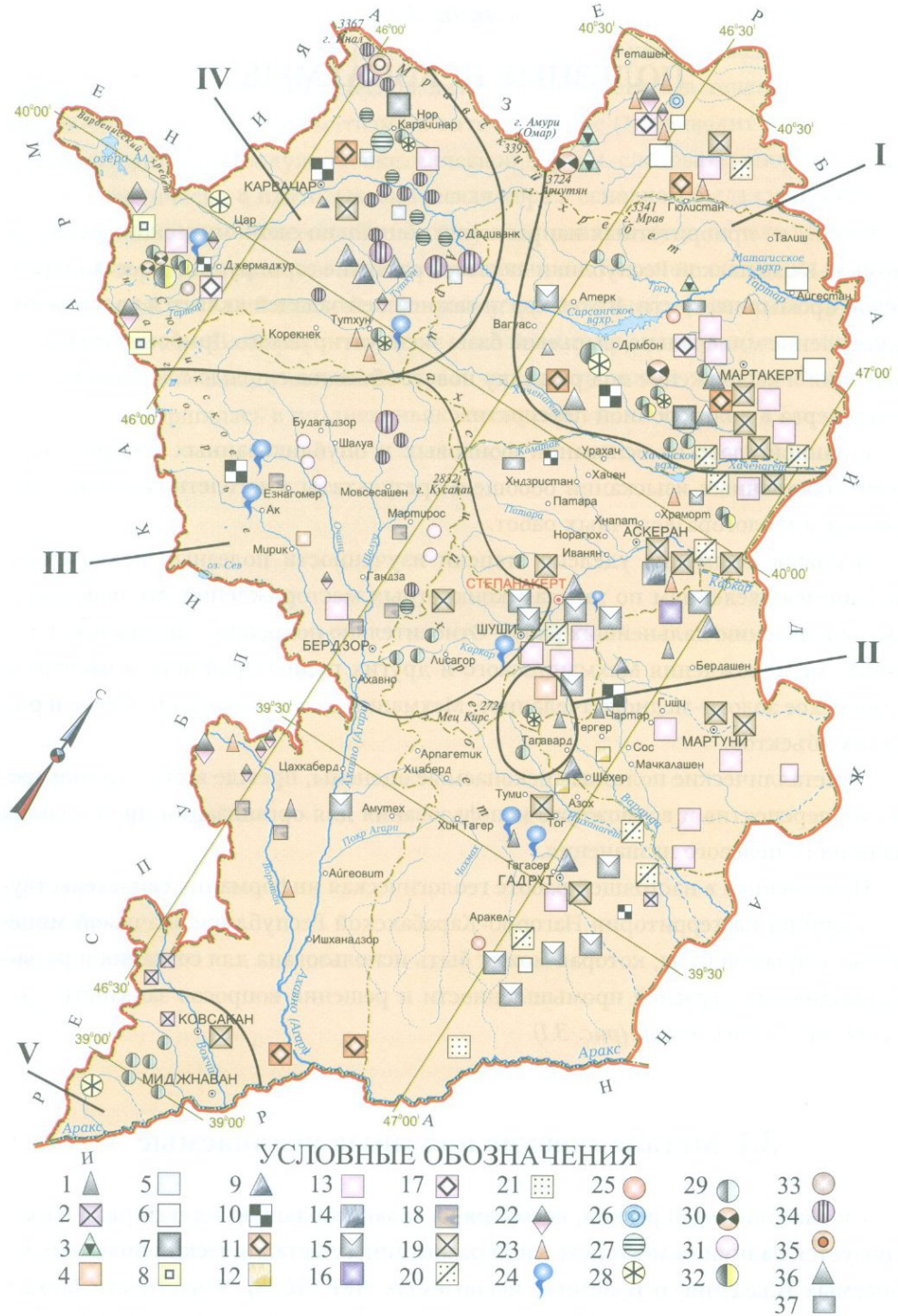


Рис. 3.1. Схема размещения полезных ископаемых Нагорного Карабаха [Атлас Нагорно-Карабахской Республики, 2009]

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1 – Исландский шпат; 2 – Цеолит; 3 – Барит; 4 – Пемза; 5 – Асбест; 6 – Гипс, ангидрит, гаж; 7 – Гранитоиды; 8 – Перлит; 9 – Габброиды; 10 – Эффузивные породы; 11 – Вулканический туф; 12 – Фельзитовый туф; 13 – Известняк; 14 – Мергель; 15 – Мрамор и мраморизованный известняк; 16 – литографический камень; 17 – Известняковый туф; 18 – Травертин; 19 – Глина, песчаная глина; 20 – Песчано-галечные материалы; 21 – Строительный песок; 22 – Полудрагоценные и поделочные камин; 23 – Копал; 24 – Минеральные источники. 25 – Железо; 26 – Марганец; 27– Хром; 28 – Золото; 29 – Медь; 30– Полиметаллические руды (свинец, цинк); 31 – Мышьяк; 32– Молибден; 33 – Вольфрам; 34 – Ртуть; 35 – Сурьма; 36 – Серный колчедан; 37– Каменный уголь. Римскими цифрами указаны главные рудные районы: I – Мехманинский; II – Мартуни-Гадрутский; III – Кашатаг-Шушинский; IV – Карвачарский; V – Ковсаканский.

боток, недалеко от которых найдены остатки шлаков. В 70-х годах XIX столетия греками производилась кустарная разработка и выплавка руды, а в период с 1890 по 1919 гг. Мехманинское месторождение эксплуатировалось частными предпринимателями.

Систематическое исследование геологического строения и металлогении Закавказья, в том числе и Арцаха, начинается после 1920г. В этот период отдельные месторождения и проявления изучались К. Н. Паффенгольцем (1922–1926 гг.), Н. И. Лебедевым (1923–1926 гг.), В. Г. Грушевым (1923–1926 гг.), В. В. Богачевым (1926), Г. С. Лабазиным (1927 г.), А. М. Ракитиным (1928–1930 гг.), В. Д. Турчанским (1931), М. Л. Лачиняном (1932), А. Н. Соловкиным (1932–1939 гг.), Е. Г. Багратуни (1935 г.), И. Н. Ситковским (1935г.), ВА. Приклонским (1935), И. В. Баркановым (1936 г.), В. А. Котляром (1936г.), М. М. Варенцовым (1936 г.), П. П. Цамеряном (1936–1937 гг.), Г. А. Крутовым (1937 г.), В. П. Ренгартенем (1940 г.) и др.

Послевоенный период был ознаменован большим размахом разнотипных геологических исследований, результаты которых послужили основой для металлогенических обобщений В. Г. Грушевого (1945г.), И. Г. Магакьяна (1958 г.), Г. А. Твалчрелидзе (1966г.), Э. Ш. Шихалибейли (1966 г.).

В результате ранее проведенных работ были установлены основные черты геолого–тектонического строения рассматриваемой территории, проведено возрастное и формационное расчленение магматических образований, выявлены закономерности формирования и размещения полезных ископаемых, изучен их вещественный состав, определены перспективы рудных районов и конкретных месторождений и т. д. Именно в этот период открыт ряд новых месторождений и рудопроявлений, разведаны Мехманинское полиметаллическое, Дрмбонское золото–медноколчеданное месторождения и др.

Одновременно необходимо отметить, что проблеме оценки территории Нагорного Карабаха на возможное обнаружение месторождений полезных ископае-

мых, в первую очередь металлических, до последнего времени (по разным причинам) не уделялось должного внимания. По оценке азербайджанских специалистов, большая часть территории Карабаха, за исключением Мехманинского рудного района, считалась бесперспективной, либо, в лучшем случае, малоперспективной (Каталог к «Карте полезных ископаемых Азербайджанской ССР» масштаба 1:500000; Али-Заде и др., 1977) В то же время на этой карте на основании результатов комплексной интерпретации магнитных и гравиметрических материалов ими же в пределах Нагорного Карабаха были выделены шесть прогнозных площадей (рис. 3.2).

- I. Мравская (г. Гомшасар на западе, правобережье р. Тартар между сс. Ма-тагис и Магавуз на востоке, с. Гюлистан на севере, г. Эльбексар на юге) с прогнозом медного оруденения.
- II. Чанкатагская (от Мехманинского месторождения на северо-западе до Хаченского проявления медно- (молибден) — порфириновых руд на юго-востоке), где прогнозировалось медно-полиметаллическое оруденение.
- III. Атеркская (от г. Эльбексар на севере до с. Ванк на юге) с прогнозом серноколчеданного оруденения.
- IV. Арадждзорская (от с. Ванк на северо-западе до г. Аскеран на юго-востоке) с прогнозом железорудного оруденения.
- V. Айгестанская (правобережье р. Хачен, юго-западнее с. Ванк на севере, г. Шуши на юге), где прогнозировалось полиметаллическое оруденение.
- VI. Тагавард-Хнушинакская (с.с. Арав — Мюришен на севере, Мец Тагер на юге, Сзек на западе, Кармир Шука на востоке) с прогнозом железорудного и медно-полиметаллического оруденений.

Анализ и обобщение ранее проведенных геолого-съемочных, геологоразведочных, геофизических, геохимических работ (Шихалибейли, 1964, 1966, 1996: Керимов, 1965: Геология СССР, 1972, 1976: Гаджиев и др., 1981: Баба-Заде, 2003 и др.) позволяют выделить на территории НКР три категории площадей по степени их изученности и перспективности (рис. 3.2).

Рудоносные площади с наличием разведанных месторождений, с подсчитанными запасами. Это Дрмбонское золото-медноколчеданное и Мехманинское полиметаллическое месторождения (Мехманинский рудный район), Тапасарское месторождение хромита, Ладиванкское и Зуарское месторождения ртути (Карвачарский рудный район), Тундиргетское месторождение золота (Ковсаканский рудный район). Здесь необходима постановка работ по прогнозной оценке флангов и глубоких горизонтов месторождений с целью обеспечения прироста запасов.

Рудоносные площади с прямыми и косвенными признаками оруденения. Это Чанкатаг-Вардадзорская группа проявлений, Эльбексарское медно-полиме-

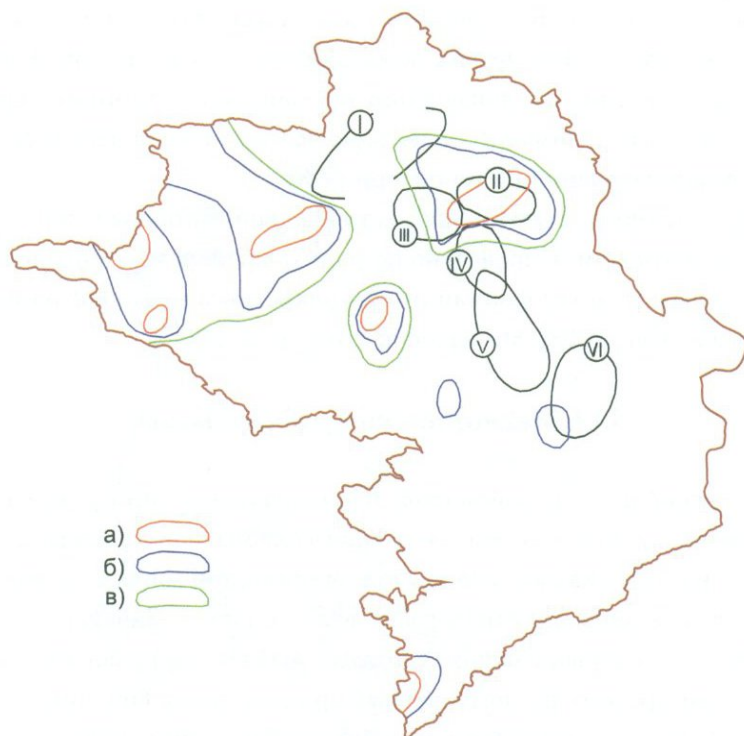


Рис. 3.2. Схематическая карта изученности и прогнозных площадей металлических полезных ископаемых Нагорного Карабаха

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: Прогнозные площади: I. Мраваская, II. Чанкатагская, III. Атеркская, IV. Араджадзорская, V. Айгестанская, VI. Тагавард-Хнушинакская. Степень изученности: а) 1-я категория, б) 2-я категория, в) 3-я категория.

таллическое и Цахкашенское медно– (молибден) — порфиоровое проявления (Мехманинский рудный район), Црасарское медно–молибденовое и Левское ртутное месторождения (Карвачарский рудный район). В пределах указанных проявлений необходимо проведение ревизионных и поисковых работ с применением геохимических и геофизических методов, с проходкой горных выработок и скважин на наиболее перспективных участках.

Площади, перспективные по геологии, с наличием благоприятных структур. Это многочисленные рудопроявления и поля развития метасоматитов во всех рудных районах НКР. Здесь необходимо проведение поисковых работ с применением геохимических и геофизических методов, с проходкой горных выработок легкого типа.

Следует отметить, что ряд вопросов геологической позиции, структуры, минерального состава, геохимических особенностей многих месторождений и рудопроявлений нуждаются в доизучении и уточнении с позиций сегодняшних требований, что в итоге позволит более однозначно оценить перспективы многочисленных рудопроявлений на территории НКР.

Нижеприведенное рассмотрение месторождений и проявлений металлических полезных ископаемых проведено по рудным районам, а в пределах последних по отдельным рудным формациям и конкретным месторождениям (Мустафаев, 1995: Баба-Заде, 2003: Минеральные ресурсы, 2005).

3.1.1. Мехманинский рудный район

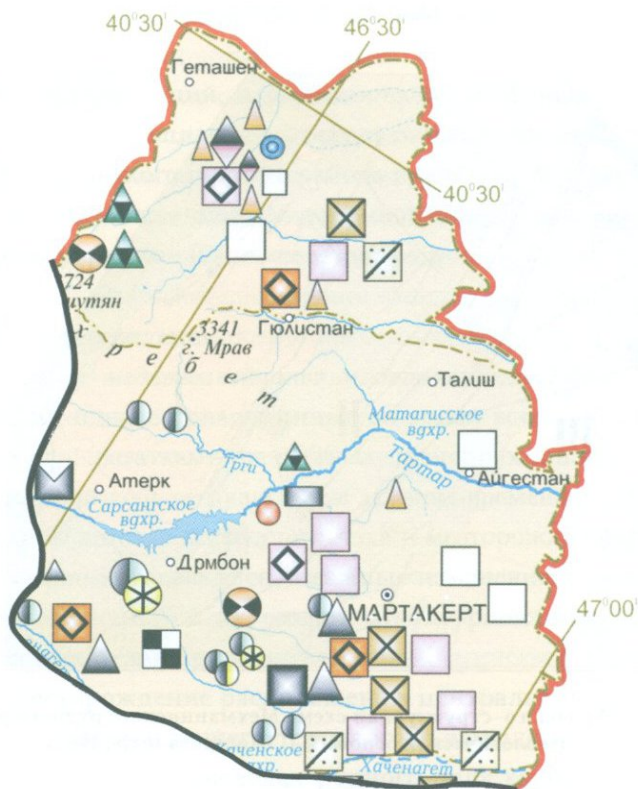
Мехманинский рудный район (*рис. 3.3*) (междуречье Тартар–Хаченагет) один из перспективных районов северо–восточного склона Малого Кавказа, находится в пределах Сомхето — Карабахской металлогенической зоны. С севера ограничивается Тартарским близширотным разломом, а с юга — Хаченагетской флексурой, простирающие которых в общих чертах совпадает с направлением одноименных рек. По Тартарскому разлому область приподнята на 800–1000 м и наклонена в сторону Хаченагетской флексуры (Шихалибейли, 1966, 1996).

С востока на запад в пределах Мехманинского рудного района выделяются четыре блока: Чанкатагский, Мехмана–Казанчинский, Дрмбонский и Ванк–Арутюнагомерский, вытянутые в северо–западном направлении и граничащие друг с другом по крупным тектоническим нарушениям северо–западного простирания (*рис. 3.4*). Каждый из блоков отличается своими структурными особенностями и характерным типом оруденения.

Для первого блока характерны два типа оруденения: медно– (молибден) — порфиновый, приуроченный к краевым фациям Мехманинского интрузива, и золото–медноколчеданный. Здесь находится Цахкашенское медно–молибден–порфировое рудопроявление.

Характерными для второго блока являются золото–сульфидный, золото–полиметаллический и золото–медно–цинковый типы оруденений. Здесь расположено Мехманинское золото–полиметаллическое месторождение. В пределах блока с востока на запад наблюдается следующая минерально–геохимическая зональность: медно–колчеданный медно–цинковый цинковый свинцово–цинковый магнетитовый (Алоян, 2007).

В Дрмбонском блоке, кроме собственно Дрмбонского золото–медноколчеданного месторождения, на территории рудного поля известен ряд рудопроявлений той же формации.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- | | | | | | | | | | | | | | |
|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|
| 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | | 7 | |
| 8 | | 9 | | 10 | | 11 | | 12 | | 13 | | 14 | |
| 15 | | 16 | | 17 | | 18 | | 19 | | 20 | | | |

Рис. 3.3. Схема размещения полезных ископаемых Мехманинского рудного района [Атлас Нагорно-Карабахской Республики, 2009]

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1 - Барит; 2 - Гипс, ангидрит, гажа; 3 - Гранитоиды; 4 - Эффузивные породы; 5 - Вулканический туф; 6 - Известняк; 7 - Мрамор и мраморированный известняк; 8 - Известняковый туф; 9 - Глина, песчаная глина; 10 - Песчано-галечные материалы; 11 - Полудрагоценные и поделочные камни; 12 - Копал. 13 - Железо; 14 - Марганец; 15 - Золото; 16 - Медь; 17 - Полиметаллические руды (свинец, цинк); 18 - Молибден; 19 - Серный колчедан; 20 - Каменный уголь.

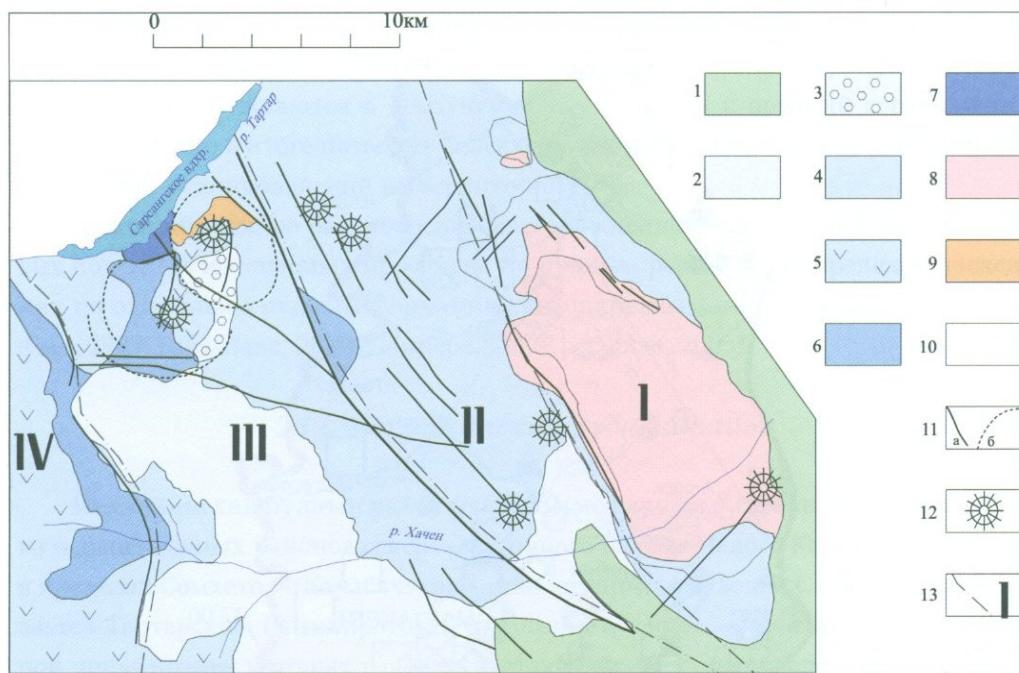


Рис. 3.4. Геолого–структурная схема Мехманинского рудного района (геологическая основа Т. Г. Баширова и др., 1983)

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1. Нижний и верхний мел. Известняки; 2. Верхняя юра. Вулканогенно–осадочные породы и известняки; 3. Верхняя юра. Базальтовый андезит–андезитовые агломераты; 4. Бат. Вулканогенно–осадочные породы с прослоями лав и туфов андезитов; 5. Бат. Лавы и туфы андезитов; 6. Верхний байос. Лавы и туфы дацитов; 7. Нижний байос. Лавы базальтовых андезитов; 8. Кварцевые диориты, тоналиты (Мехманинский интрузив); 9. Диориты; 10. Вторичные кварциты; 11. а) Тектонические нарушения, б) границы кольцевых структур; 12. Центры вулканических извержений; 13. Границы структурно–тектонических блоков и их номера.

В блоке Ванк–Арутюнагомер в пределах выходов кислых пород и на примыкающих к ним территориях известны золото–колчеданные и золото–медноколчеданные рудопроявления.

В настоящее время компанией «Base Metals», входящей в группу компаний «Vallex GROUP», эксплуатируется Дрмбонское месторождение, в рекордно короткие сроки построен горно–обогадительный комбинат и начато производство медно–золотого концентрата. Подготавливается к эксплуатации Мехманинское золото–полиметаллическое месторождение, ведутся детальные разведочные работы на Цахкашенском рудопроявлении. Оценка перспектив ряда проявлений Мехманинского рудного района является задачей ближайших лет.

3.1.1.1. Колчеданный ряд формаций

Колчеданный ряд формаций, парагенетически связанный с вулканоплутонической среднеюрской ассоциацией Сомхето–Карабахской зоны Малого Кавказа, в пределах Мехманинского рудного района представлен рудами серноколчеданной, золото–медноколчеданной, колчеданно–полиметаллической и барит–полиметаллической формаций (Гаджиев и др., 1981).

Дрмбонское месторождение

Дрмбонское золото–медноколчеданное месторождение было открыто И. В. Баркановым в 1933г., однако обнаруженные во время вскрышных работ следы древних выработок с остатками различных каменных инструментов свидетельствуют о кустарной добыче руды еще в древние времена.

В последние годы в пределах рудного поля и месторождения проведены детальные исследования, которые внесли важные изменения и дополнения в существующие представления об их геолого–структурном строении (Варданян, Зограбян, 2008; Варданян, 2008).

Дрмбонское месторождение расположено в центральной части одноименного рудного поля, охватывающего территорию выходов разнотипных юрских вулканогенных пород. В пределах рудного поля выделяются две вулканотектонические структуры центрального типа, частично перекрывающие друг друга: юго–западная (Кочоготская) и северо–восточная (Дрмбонская), диаметром 5 и 4км соответственно (*рис. 3.5*). (В составлении данного раздела принимал участие н. с. ИГН НАН Армении, к. н. А. В. Варданян). В геологическом строении Дрмбонской вулканотектонической структуры, представленной кальдерой проседания, в основном участвуют нижняя вулканогенная толща, сложенная раннебайосскими базальтовыми андезитами, андезитами и позднебайосскими андезитами, дацитами и их туфами, а также верхняя вулканогенная толща, в основном согласно залегающая по отношению к нижней и представленная батскими базальтовыми андезитами, андезитами и их туфами и вулканогенно–осадочными породами. Распространены также верхнеюрские вулканические агломераты базальтовый андезит — андезитового состава и пластовые тела диоритов.

По северо–восточной окраине Дрмбонской кальдеры проходит крупное тектоническое нарушение, являющееся одной из ветвей Мравасарского глубинного разлома. На всем интервале пересечения разлома с кальдерой породы, полосой протяженностью в 3км и шириной 100–400 м, гидротермально изменены. Другое тектоническое нарушение, параллельное первому, пересекает кальдеру в

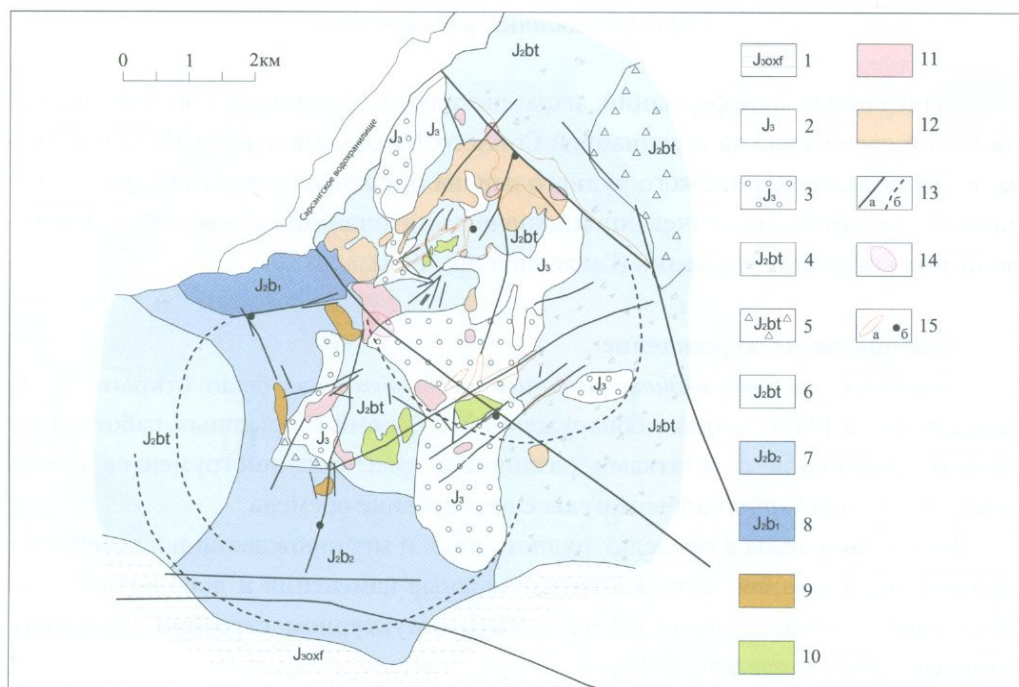


Рис. 3.5. Геологическая схема Дрмбонского рудного поля

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1. Верхняя юра, оксфорд. Известняки; 2. Верхняя юра. Туфопесчаники, туфогравеллиты, туффиты; 3. Верхняя юра. Базальтовый андезит-андезитовые агломераты; 4. Бат. Туфопесчаники, туфогравеллиты, туфоалевролиты с прослоями туфов и лав андезитов; 5. Бат. Гравийные и агломеративные туфы андезитовых порфиритов; 6. Бат. Преимущественно лавы базальтовых андезитов и андезитов; 7. Верхний байос. Андезиты, дациты и их туфы с прослоями вулканогенно-осадочных пород; 8. Нижний байос. Лавы и лавобрекчи андезитов и базальтовых андезитов; 9. Субвулканические тела и дайки андезитов; 10. Субвулканические тела базальтовых андезитов; 11. Субвулканические тела и экструзивы кварцевых дацитов; 12. Диориты; 13. а) Тектонические нарушения, б) Контуры кольцевых структур; 14. Дрмбонское месторождение; 15. а) Гидротермально измененные породы, б) Рудопроявления.

ее юго-западной части. На участке, прилегающем к месту северо-западного пересечения этого разлома с краем кальдеры, локализовано Дрмбонское месторождение (рис. 3.5).

Геолого-структурные условия формирования Дрмбонского месторождения обусловлены главным образом его пространственным положением в периферийной части Дрмбонской кальдеры проседания. Этим обусловлено биклиальное падение пород, слагающих территорию месторождения. На западном фланге месторождения, т. е. за пределами кальдеры, породы имеют периклиальное падение на запад — юго-запад под углами 20–40°, а на самом месторождении и

восточнее него породы центриклонально падают на восток — северо-восток под углами 10–45°.

В строении месторождения в основном участвуют породы нижней вулканогенной толщи — эффузивы и туфы раннего и позднего байоса, субвулканические кварцевые дациты бата и верхнеюрские агломераты базальтовый андезит-андезитового состава. Основными рудовмещающими породами являются андезиты и дациты позднего байоса и их разнообломочные туфы.

Важную роль в строении месторождения и локализации оруденения играют субвулканические кварцевые дациты. Они экранируют основную часть оруденения, а под положительными изгибами экранирующего контакта кварцевых дацитов с залегающими ниже рудовмещающими толщами сосредоточены относительно богатые участки рудных тел (рис. 3.6). Эти породы прежними исследователями считались эффузивами и относились к толще позднего байоса. В результате последних исследований был выявлен субвулканический характер кварцевых дацитов (Варданян, Зограбян, 2007), которые внедрены вдоль контакта между нижней и верхней вулканогенными толщами, параллельно просадке вулканического сооружения, и являются продуктами завершающей стадии батского вулканизма.

Кварцевые дациты на месторождении секутся трещинными и жерловыми телами агломератов, которые на верхних горизонтах, расширяясь совместно с телом субвулканических кварцевых дацитов, создают купольные непроницаемые структуры, благоприятные для локализации оруденения. На юго-восточном фланге месторождения агломераты залегают в виде покрова, заполняющего и выравнивающего неровности палеорельефа. По сути, извержение агломератов происходило после вулканического затишья келловей и знаменовало начало верхнеюрского этапа вулканической активности.

Дайки на Дрмбонском месторождении представлены двумя разновидностями: дацитами и андезитами. Дайки дацитов встречаются в основном на западном фланге месторождения в дуговых разломах и в сочлененном с ними меридиональном разломе, соединяясь друг с другом сложными перемычками. Дайки андезитов залегают в центральных частях месторождения.

Ранее подчеркивалось, что дайки на Дрмбонском месторождении являются пострудными (Ширинов и др., 1981), однако многочисленные наблюдения в горных выработках, а также микроскопическое изучение шлифов, отобранных из контактовых частей даек с рудными телами, свидетельствуют об их дорудном характере (Варданян, 2008).

На месторождении выявлено множество разнообразных тел взрыво-инъекционных конгломерато-брекчий, представленных как секущими жилообраз-

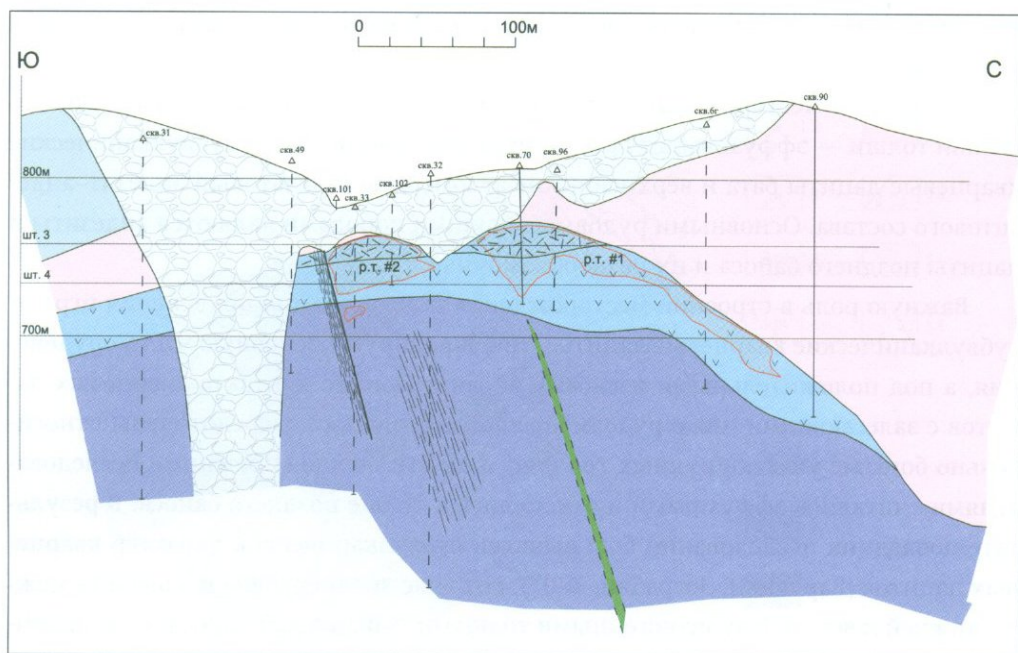


Рис. 3.6. Вертикальный геологический разрез Дрмбонского месторождения
Условные обозначения см. на рис. 3.8.

ными, дайкообразными, штокообразными, так и пластообразными телами, которые прежними исследователями принимались за туфы, туфоконгломераты и обычные конгломераты (рис. 3.7). В строении месторождения эти породы имеют последайковый и дорудной возраст, то есть они являются самыми близкими по возрасту к оруденению эндогенными породами. А отмеченные предыдущими исследователями «рудные гальки» в брекчиях в действительности представляют собой обломковидные обособления или рудные стяжения, возникшие путем метасоматического замещения цемента брекчий рудным материалом. Весьма интересен и факт нахождения в брекчиях множества окатанных обломков плагиогранитов, выходы которых во всем рудном районе не известны (Вардамян, Зограбян, 2008). Эти факты говорят о залегании на глубине под Дрмбонским месторождением интрузива плагиогранитов, что подтверждается и геофизическими данными (Абдуллаев и др., 1979)

Одним из важнейших факторов в локализации оруденения на месторождении является вулканотектоническое сооружение центрального типа и куполообразное строение пород в его периферии, которое образовалось вследствие неравномерной просадки в периферийной и центральной частях кальдеры. Эта ст-

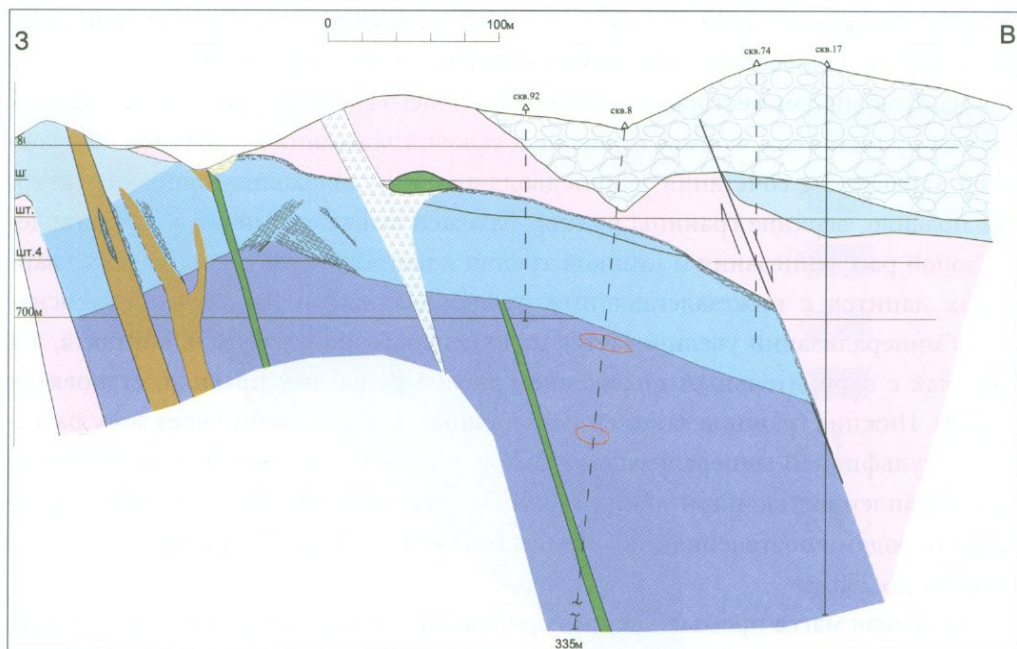


Рис. 3.7. Поперечный вертикальный геологический разрез по центральной части Дрембонского месторождения
Условные обозначения см. на рис. 3.8.

руктура с юго-запада дополняется прижерловыми частями агломератов, а с запада ограничивается дугowymi дайками, создавая идеальную структуру-ловушку, препятствующую рудоносным растворам рассеяться по рудовмещающим породам. Во время просадки по контакту субвулканических кварцевых дацитов с низезалегающими рудовмещающими породами произошли интенсивные подвижки, о чем свидетельствует наличие мощной (до 3–5 м) межформационной зоны дробления и расщепления.

Другим важным фактором в локализации оруденения являются благоприятные физико-механические свойства рудовмещающих пород, проявившиеся в том, что при изменении элементов залегания рудовмещающих пород с периклинального на центриклинальный последние подверглись сильному сжатию по дугowym направлениям, что привело к образованию локальных складок.

Тектонические подвижки вдоль контакта субвулканических кварцевых дацитов с рудовмещающими породами продолжались и в процессе рудоотложения, о чем свидетельствует наличие в приконтактных частях рудных тел образований, сложенных округлыми оруденелыми обломками, сцементированными

рудным веществом. Одни обломки с периферии окаймлены рудными минералами, в других полосчатость и прожилки срезаются краями обломка.

На Дрмбонском месторождении до настоящего времени установлены три основных рудных тела. Формы, строение и условия залегания рудных тел обусловлены характером сочетания рудоподводящих и рудолокализирующих структур. Как правило, верхние границы рудных залежей выражены четко и представлены зоной рассланцевания и глиной трения в контакте субвулканических кварцевых дацитов с нижезалегаящими рудовмещающими породами. Интенсивность минерализации увеличивается на куполообразных участках контакта, а в участках с отрицательным положением экрана руды, как правило, становятся убогим. Нижние границы залежей постепенные, с переходами через зону рассеянной сульфидной минерализации в кварц-карбонат-серицитовые метасоматиты с вкрапленностью пирита. На глубине контакты метасоматитов с неизменными породами постепенные и вскрыты многими разведочными скважинами на глубину до 250 м.

Основная масса промышленного оруденения приурочена к *первому «Главному» рудному телу*, простирающемуся в северо-западном направлении на 230 м. Мощность залежи, доходящая до 50 м под сводовой частью куполообразной экранирующей структуры, уменьшается до 15–20 м под северо-восточным крылом (рис. 3.6). На нижних горизонтах наиболее мощная часть рудного тела, расположенная под куполообразным сводом экранирующих кварцевых дацитов, продолжается, но с глубиной постепенно сужается, приурочиваясь к обеим бокам залегающей на этом участке андезитовой дайки (рис. 3.8).

Второе рудное тело залегает в 30 м южнее «Главного» и в плане имеет вид эллипса, вытянутого на северо-восток, размером 110×60 м. Оно от первого рудного тела разделено углублением палеорельефа, в последующем заполненным агломератами. Мощность рудного тела составляет около 35 м, в 5 м выше горизонта штольни №3 оно ограничивается куполообразной экранирующей структурой, сложенной агломератами и субвулканическими кварцевыми дацитами (рис. 3.6).

Третье рудное тело, залегающее в 30 м западнее «Главного» рудного тела и на горизонте штольни №3 имеющее контур в виде линзы размером 50×15 м, ограничивающейся со всех сторон зоной рассланцевания и глиной трения, продолжается вверх на 40 м, расширяясь и обнажаясь на дневной поверхности. По-видимому, его богатая сводовая часть эродирована.

Все три рудные тела залегают в поле гидротермально измененных пород площадью 0,5 км² при вертикальной протяженности от первых метров на флангах залежей до 150–160 м в центре (Геология СССР, 1976; Хачанов, 1993). Руды месторождения существенно медноколчеданные с золотом. Образование их

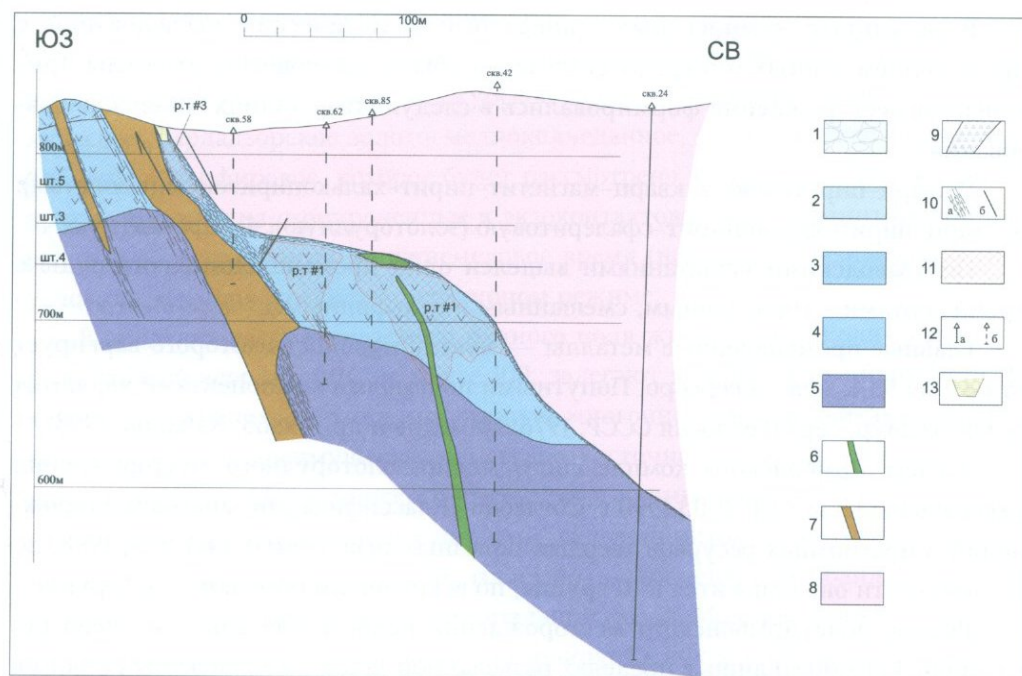


Рис. 3.8. Поперечный вертикальный геологический разрез по северной части Дрмбонского месторождения

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1. Верхняя юра. Базальтовый андезит–андезитовые агломераты; 2. Бат. Андезиты и их туфы; 3. Верхний байос. Дациты и их туфы; 4. Верхний байос. Андезиты и их туфы; 5. Нижний байос. Базальтовые андезиты и андезиты; 6. Эксплозивно–инъекционные конгломерато–брекчии; 7. Дайки андезитов; 8. Дайки дацитов; 9. Субвулканические кварцевые дациты; 10. а) Зоны тектонического расщепления, б) тектонические нарушения; 11. Рудные тела; 12. а) Разведочные скважины, б) проекции скважин; 13. Древние выработки.

происходило в условиях малых глубин, в температурном интервале 350–160 °С. Главная масса тонкодисперсного самородного золота была отложена в узком диапазоне температур 320–230 °С. Вещественный состав руд в целом прост и представлен следующими минералами (%) : пирит (11), халькопирит (4, 7), марказит (1), арсенопирит (0, 5), мельниковит (0, 5), сфалерит (1, 2), блеклые руды (0, 8), борнит (0, 5), халькозин (2), галенит (0, 3), кварц (21, 3), карбонаты (9, 7) и др. Минералами–концентраторами золота являются халькопирит, пирит и, в меньшей степени, сфалерит: минералом–носителем — халькопирит (Сулейманов, 1982; Сулейманов и др., 1980, 1983; Алиев и др., 1985; Мамедов и др., 19861, 19862; Хачанов, 1993).

В результате комплексных минералого-геохимических исследований с применением данных минералотермометрии было установлено, что руды Дрмбонского месторождения формировались в следующих стадиях минералообразования:

- 1) кварц-пиритовую; 2) кварц-магнетит-пирит-халькопиритовую (с золотом);
- 3) кварц-пирит-халькопирит-сфалеритовую (золоторудную); 4) карбонатную.

Полузаводскими испытаниями выделен один промышленный тип руды с тремя сортами — окисленным, смешанным и сульфидным.

Главные промышленные металлы — золото, пробность которого варьирует от 62,7 до 95,1, медь и серебро. Попутными полезными компонентами являются селен, теллур, сера (Геология СССР, 1976: Мамедов и др., 19863: Хачанов, 1993).

Запасы Дрмбонского комплексного медно-золоторудного месторождения утверждены ГКЗ СССР 21.03.1990 г. Согласно «Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых ГКЗ РА», 1998, по рудной части оно относится к III группе, по вскрышным породам — к I группе.

Рудное поле Дрмбонского месторождения наиболее детально изучено (до глубины 450–600 м) лишь в пределах разведанной залежи. Перспективы флангов и глубоких горизонтов могут быть очерчены границами кальдеры проседания, ограничивающей, по данным геофизики, область наиболее приподнятой части кислых образований. В пределах именно этой кальдеры (в жерловых брекчиях) можно ожидать выявление новых золото-медноколчеданных руд. Ожидаемые прогнозные ресурсы по категориям P1+P2 по условной меди составляют 50–100 тыс. т, а по золоту — от 15 до 30 т (ЦНИГРИ, 1981).

Перспективы Дрмбонского рудного поля связаны с выявлением новых рудоносных структур. По прямым и косвенным признакам в пределах Мехманинского рудного района вероятность нахождения таких структур достаточно высока. Нашими исследованиями (Хачанов, 1993) на северо-восточном фланге Дрмбонского рудного поля выявлена обширная аномалия, которая была оценена статистическим методом нормированных оценок рудоносности (Хачанов и др., 1993), что позволило с высокой степенью вероятности отнести ее к перспективной на обнаружение слепого колчеданно-полиметаллического рудного тела и переоценить тип месторождения с золотосодержащего медноколчеданного на колчеданное комбинированного типа (по классификации В. И. Смирнова, 1982). Здесь необходимо проведение поисковых геохимических и геофизических работ и, в первую очередь, в приконтактных частях верхнебайосских и батских образований. Исходя из полученных результатов, можно рекомендовать конкретные участки для постановки более детальных работ с применением бурения (до 500–700 м).

Вардадзор–Чанкатагское рудное поле

В пределах Вардадзор–Чанкатагского рудного поля (рис. 3.9) определенный интерес представляют Амбаринджурское золото–медноколчеданно–полиметаллическое, Вардадзорское золото–медноколчеданное, Цахкашенское медно–(молибден) — порфировое, которое будет рассмотрено в соответствующей главе, и другие проявления, приуроченные к экзоконтактовой части гранитоидной интрузии и образовавшиеся в нижнемеловое время (неоком) в близповерхностных условиях, в низко– среднетемпературном режиме.

В пределах рассматриваемого рудного поля жилы, общее количество которых, по всей вероятности, не менее 100, залегают в эффузивно–пирокластической толще батского возраста, прорванной многочисленными дайками диоритовых порфиров преимущественно северо–восточного простирания, завершающих становление Мехманинского интрузивного комплекса.

Золото–меденосные жилы с пиритом, халькопиритом, реже сфалеритом, выполняющие трещины всех систем, зачастую приурочены к зальбандам этих даек и связаны с последайковой гидротермальной фазой. Мощность жил от 0,2–0,3 м до 1,0 м, реже 1,5 м. Содержание меди варьирует в них в широких пределах — от сотых долей процента до 0,3–0,8 %, достигая иногда 2–5 %.

Относительно перспектив Вардадзор–Чанкатагской группы проявлений следует отметить, что широкое развитие медной минерализации позволяет предположить возможность обнаружения в эндоконтактовых частях Мехманинского интрузива промышленных концентраций меди и золота.

Амбаринджурское золото–медноколчеданно–полиметаллическое проявление площадью около 0,8 км² расположено в 2,5 км к запад — северо–западу от с. Вардадзор, на левом борту р. Амбаринджур.

Проявление представлено вулканогенными и вулканогенно–осадочными породами бата (андезиты, андезиты–порфириды и их туфы), пересеченными серией тектонических нарушений. На восточном фланге отмечаются разноориентированные дайки диоритового состава. Здесь же тектонические разломы пользуются наибольшим развитием и интенсивно минерализованы.

В результате геолого–разведочных работ 1984–1987 гг., сопровождающихся проходкой поверхностных и подземных горных выработок, в вулканогенно–осадочных породах бата было установлено 14 кварц–карбонатных разноориентированных жил мощностью ~0,1–0,2 м, протяженностью 5–70 м, с неравномерным распределением халькопирита, пирита, сфалерита, галенита, сопровождаемых узкой полосой окварцевания и лимонитизации (Мамедов и др., 1987). По данным Азгеолуправления (1987 г.), содержание металлов:

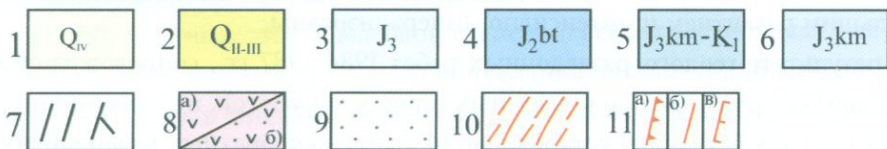
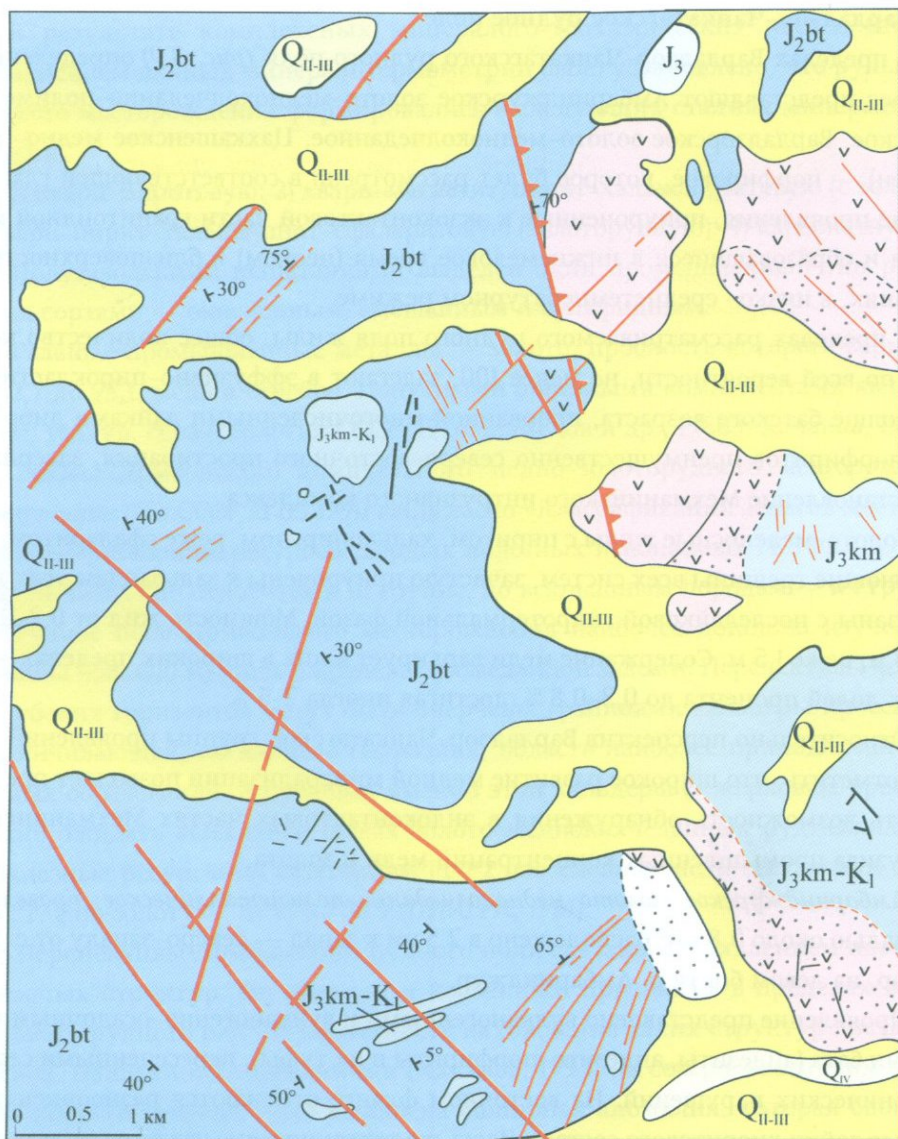


Рис. 3.9. Схематическая геологическая карта Вардадзор-Чанкатагской площади развития золото-медноколчеданных руд (по материалам Азгеолуправления)

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1 – аллювиальные отложения (Q_4); 2 – суглинки, супеси, галечники со щебнями (Q_{2-3}); 3 – андезито–дацитовые порфириды (J_3); 4 – туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты, агломератовые и гравийные туфы и туффиты андезитовых, андезито–дацитовых порфиритов (J_3bt). **Фашии интрузивных пород:** 5 – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты (J_3km-K_1); 6 – диоритовые, кварц–диоритовые и сиенит–диоритовые порфириды, гранодиорит–порфиры (J_3km); 7 – дайки диоритовых и кварц–диоритовых порфиритов. **Контактово–метасоматические породы:** 8 – вторичные кварциты с прожилково–вкрапленным оруденением сульфидов: а) по туфам андезитовых и дацитовых порфиритов; б) по кварц–диоритам и гранодиоритам; 9 – ороговикованные, окварцованные, лимонитизированные породы с вкраплено–прожилковым оруденением халькопирита и пирита; 10 – кварцевые жилы и жильные зоны с благородными металлами; 11 – разломы: а) рудоконтролирующие; б) рудовмещающие; в) пострудные.

	на поверхности	на горизонте штольни (длина зоны 200м, мощность 10м)
золото	2,6–8,7г/т	0,6–12,8г/т, в среднем 0,6г/т
серебро	4,9–11,3г/т	1,6–12,8г/т, в среднем 2,8г/т
медь	0,03–0,7%	0,0–1,15%, в среднем 0,04%

Прогнозные ресурсы золота — 261,7 кг, серебра — 4459 кг.

Следует отметить, что, по более ранним данным Азгеолуправления, прогнозные ресурсы золота оценивались в 5,5 т, серебра — 13,58 т, меди — 7889,3 т, цинка — 1087 т, свинца — 253т (Баширов, 1983).

Резкие различия прогнозных ресурсов Амбаринджурского проявления, приводимых разными авторами с промежутком в 5 лет, требуют постановки ревизионных и крупномасштабных (М 1:2000) поисковых работ с применением геохимических методов поисков на восточном и западном флангах этого весьма перспективного рудопроявления.

Вардадзорское золото–медноколчеданное проявление площадью 0,42 км², расположенное на западной окраине одноименного села, сложено вулканогенно–осадочными образованиями (туфы андезитов и андезито–дацитов) нижнебатовского возраста, прорванными к западу малой интрузией диоритового состава.

В пределах участка, вдоль гребня Еркате–дзор, прослежена зона разлома длиной 250–300 м северо–западного простирания и падением на северо–восток.

Медно–золотоносная зона, литологически представленная лимонитизированными, эпидотизированными, окварцованными и брекчированными породами, пронизанными кварц–карбонатными прожилками с пирит–халькопиритовым оруденением, приурочена к разлому общекавказского направления. Мощность зоны 115–116 м, она протягивается также в северо–западном направлении на ~200 м с падением на северо–восток.

Вещественный состав руд — пирит, реже халькопирит, с которым тесно связаны золото, галенит, сфалерит.

В 1979–1983 гг. рудопроявление изучено канавами и скважинами, что позволило выделить два рудных тела. Содержание золота колеблется в пределах 1,6–7 г/т, серебра — 2, 8–14, 8 г/т, меди — 1,0–5,3 %. Прогнозные ресурсы золота и серебра (по данным Азгеолуправления, 1983г.) составляют 6, 4 и 44 тонны соответственно.

Хатынбейлинское золото–медноколчеданное проявление расположено в центральной части Мехманинского рудного района, в районе одноименного села. Приурочено к юго–восточной части центрального блока Мехманинского горст–поднятия.

Рудоносные жилы и зоны развиты на левом (северном) борту р. Кавирту, но некоторые из них переходят на правый борт. Отмечается около 30 жил и жильных зон в батских вулканогенно–осадочных породах. Мощность жил 0,1–1,0 м, иногда до 1,5–2,0 м, протяженность — от 100 до 1000 м. Практическое значение имеют лишь три зоны.

Минеральный состав — пирит и халькопирит. Содержание золота от следов до 5 г/т, в отдельных случаях до 9–17 г/т, серебра — 3,4–96,4 г/т, меди — от 0,2 до 3,6 %, в двух жилах — до 9–12 %. Прогнозные ресурсы золота и серебра (по данным Азгеолуправления, 1983 г.) 25,3 тонны и 182,47 тонны соответственно.

Рекомендуется переопробовать поверхностные горные выработки и естественные обнажения по профилям вкрест простирания жил и жильных зон.

Банкское рудопроявление

Банкское проявление меди находится в 0,6 км юго–западнее с. Банк Мартакертского района, левее дороги, ведущей в Гандзасарский монастырь.

Состоит из двух зон гидротермально: измененных пород, расположенных в туффитах и туфоконгломератах батского возраста. В обеих зонах породы слабо пиритизированы, малахитизированы, отмечаются также халькопирит и ковеллин. Оруденение вкрапленно–прожилкового типа. Содержание меди до 0,3%.

Вмещающие зоны породы в юго–восточном их окончании представлены раздробленными, брекчированными батскими шаровыми лавами базальтовых андезитов.

Эльбексарское рудопроявление

Эльбексарское медно–полиметаллическое проявление расположено в западной части Мехманинского рудного района, к северо–западу от с. Атерк, на южном склоне Мравского хребта.

Весьма неравномерное оруденение гнездово-вкрапленного и прожилкового типов локализуется в рифогенных известняках кимериджа, чередующихся с вулканитами верхней юры (туфопесчаники, туфобрекчии, туфоконгломераты), слагающими крупную синклинальную структуру. Представлено халькозином, борнитом, ковеллином, халькопиритом, пиритом, реже галенитом и сфалеритом в сопровождении друзовых выделений кальцита, кварца и продуктов вторичного окисления — азурита и малахита. Содержание меди варьирует в широких пределах — от десятых долей процента до 17,7 %, в среднем около 0,5%. Содержание благородных металлов не определялось, хотя по своей геологической позиции проявление в этом отношении представляет определенный интерес.

Эльбексарское рудопроявление заслуживает особого внимания для постановки поисково-разведочных работ с применением тяжелых горных выработок и буровых работ. Прогнозные ресурсы по категории P1 и P2 — от 30 до 500 тыс. т меди (по данным Азгеолуправления).

Мецкишлакское месторождение

Мецкишлакское барит-полиметаллическое месторождение расположено в 5 км к юго-западу от с. Бузлух Шаумянского района, у с. Мецкишлак. Приурочено к Аларакскому (Гек-Гельскому) поднятию Сомхето-Карабахской зоны и контролируется сравнительно крупным разломом и зоной трещиноватости, образованной в своде антиклинали (Геология СССР, 1976).

Общее количество баритовых жил до 35–40. Главный жильный минерал — барит, в тесной ассоциации с которым небольшое развитие имеют кварц, кальцит, флюорит. Изредка отмечается мелкая вкрапленность галенита, в парагенезисе с которым в небольшом количестве присутствуют пирит, халькопирит, реже блеклые руды и сфалерит.

Наблюдается вертикальная зональность рудоотложения, выраженная в постепенной смене с глубиной существенно баритового оруденения свинцово-баритовым и далее собственно полиметаллическим. С глубиной барит постепенно вытесняется кварцем, отчасти кальцитом и на нижних горизонтах появляется в заметном количестве флюорит в ассоциации с полиметаллическими рудами.

Содержание BaSO_4 — 70–95 %, CaO — 5–10 %, SiO_2 — до 10 %, Fe_2O_3 — до 1–2 %. Плотность барита 3,7–4,5 г/см³. Запасы Мецкишлакского месторождения по категории A + B + C₁ составляют 133 тыс. т, по категории C₂ — 5 тыс. т (1972 г.). Месторождение эксплуатировалось (Геология СССР, 1976).

Тонашенское месторождение

Тонашенское барит-полиметаллическое месторождение находится на левобережье р. Тартар, в 10 км к З-ЮЗ от с. Матагис Мартакертского района. Располагается на периферии Агдамского антиклинория Сомхето-Карабахской зоны. Разведано в 1940 г. Азгеолуправлением.

Месторождение жильного типа, приурочено к верхним горизонтам среднеюрской вулканогенной толщи, сложенной андезитами и базальтовыми андезитами, а также туфами и вулканомиктовыми песчаниками. Преобладают жилы северо-западного простирания, имеющие мощность от 0,15 до 0,5 м и протяженность до 50 м, реже до 200 м.

Главный жильный минерал барит — встречается в различных текстурных модификациях — от листоватых, ячеистых, решетчатых до скрытокристаллических и плотных. Усредненный химический состав (по данным анализа 602 проб) следующий: BaSO_4 — 92,71 %, SiO_2 — 1,84 %, Fe_2O_3 — 0,27 %, CaO — 1,32 %; плотность 3,7–4,5 г/см³.

Запасы: по категории В — 3065,82 т; C_1 — 5145,97 т; В + C_1 — 8209,79 т.

Следует отметить, что проявления баритоносности представляют также большой интерес в связи с прогнозированием сульфидных месторождений. Тесная парагенетическая связь бария со свинцом, а отчасти с цинком и медью, свидетельствует об общности условий образования первоисточника баритового и сульфидного оруденения и возможности вскрытия на глубоких горизонтах концентрации свинца и цинка, а, возможно, и меди.

3.1.1.2. Медно-(молибден)-порфировая формация

Месторождения и рудопроявления этой формации для территории НКР и Сомхето-Карабахской палеоостроводужной структуры в целом являются сравнительно новыми объектами. Впервые в пределах этой структуры они были обнаружены на территории Армении — Техутское месторождение, Цахкашатское, Шикаохское и другие проявления. При этом было отмечено, что Техутское месторождение не является аналогом известных медно-молибден-порфирировых месторождений — Каджарана, Агарака, Дастакерта, а является представителем нового для Малого Кавказа типа медно-молибденовых месторождений тоналитовой (диоритовой) модели (Магматические и метаморфические формации Армянской ССР, 1980, сс. 107, 298). Учитывая широкое развитие интрузивов тоналитовой формации по всей протяженности Сомхето-Карабахского мегантиклинория, была подчеркнута возможность обнаружения в его пределах новых месторождений Техутского типа (Акопян и др., 1982). Этот прогноз был подтвержден

выявлением на территории НКР медно–молибден–порфировых месторождений и проявлений тоналитовой (диоритовой) модели — Цахкашенского, Неркин–Вардадзорского, Кусапатского, Чанкатагского и других.

Кроме месторождений тоналитовой модели на территории Малого Кавказа известны и месторождения монцонит–гранодиоритовой модели — Каджаранское, Агарацкое, Црасарское и др., сформированные в пределах Цахкунк–Зангезурской зоны в коллизионном геодинамическом режиме. Сравнительная характеристика моделей формирования рудно–магматических систем с медно–молибден–порфировыми месторождениями тоналитовой и монцонит–гранодиоритовой моделей, выявила их принципиальные отличия в части источников воды гидротермальных растворов, механизмов процессов рудоотложения, минерального состава руд и др. (Асланян и др., 1990; Мелконян, Акопян, 2002, 2006 и др.).

Цахкашенское рудопроявление

Цахкашенское медно– (молибден)– порфировое проявление является относительно новым для Мехманинского рудного района промышленно–генетическим типом, сформированным в островодужной геодинамической обстановке. Расположено в 2 км к юго–востоку от с. Цахкашен. Через объект проходит шоссейная дорога Мартакерт–Банк–Степанакерт.

Рудопроявление приурочено к центральной части Агдамского антиклинория в районе между Мехманинским и Вардадзорским разломами и размещено в пределах Мехманинского интрузива и его контактового ореола. В структурном плане рудопроявление размещается в висячем боку Вардадзорского глубинного разлома и осложнено многочисленными рудоподводящими разрывами северо–западного и близмеридионального простирания и северо–восточного падения, вдоль которых размещены золотосодержащие кварцевые жилы и жильные зоны.

Месторождение сложено метасоматитами типа вторичных кварцитов. Рудовмещающие породы — кварцевые диориты, тоналиты, диориты, андезиты, дациты и их туфы верхнеюрского возраста, подвергнутые гидротермальным изменениям (окварцеванию, серицитизации, каолинизации, хлоритизации, карбонатизации). Мощность зоны окисления Цахкашенского рудопроявления в среднем 64 м, варьируя в пределах 25–100 м. Общая площадь оруденелых метасоматитов 6,72 км².

Значительную часть площади месторождения занимают породы Мехманинского гранитоидного массива и выходы небольших субвулканических тел диоритового и кварц–диоритового составов.

Медно–молибденовое оруденение (с попутными золотом и серебром) прожилково–вкрапленного типа, причем вторичные кварциты экзоконтак-

товой зоны Мехманинского интрузива, образовавшиеся за счет батской вулканогенно-осадочной толщи, более обогащены медью, в то время как эндо-контактные вторичные кварциты, образованные по интрузивным породам, молибденом.

Рудное тело с медно-молибденовым оруденением имеет форму штокверка площадью 2,75 км² и средней мощностью 175,2 м, приуроченного к апикальной части Мехманинского интрузива. Границы рудоносной площади: с запада — линия Вардадзорского рудоконтролирующего разлома, с юга — долина р. Вардадзор, с востока — меловые известняки юго-западного крыла Мартакертского синклинория, с севера — водораздельный хребет между сс. Цахкашен-Вардадзор.

Вещественный состав руд — пирит, халькопирит, молибденит, борнит и др., а также продукты их окисления: малахит, азурит, халькозин, куприт, ковеллин, хризоколла. Нерудные минералы представлены кварцем, серицитом, каолинитом и др. Установлены 5 стадий минералообразования: 1) кварц-пиритовая: 2) пирит-халькопиритовая: 3) пирит-халькопирит-молибденитовая: 4) пирит-молибденитовая: 5) гипергенная.

Содержание меди в Цахкашенском рудопроявлении 0,01–1,08% (в среднем 0,3%), молибдена 0,001–0,2 % (в среднем 0,005 %), золота 0,2–5,2 г/т, серебра — 1,8–63,8 г/т.

В целом запасы рудопроявления по категории C₂ + P₁: Cu — 2,421 млн. т, Mo — 40,352 тыс. т, Au — 80,703 т, Ag — 605,275 т: прогнозные ресурсы по категории Cu — 1,9 млн. т, Mo — 18,804 тыс. т, Au — 37,56 т, Ag — 262,926 т (по данным геологоразведочных работ Азгеолуправления 1970–1980-х гг.). В настоящее время на месторождении проводятся ревизионные работы, которые могут изменить наши представления о геологическом строении и реальных запасах полезных ископаемых.

Неркин-Вардадзорское рудопроявление

Неркин-Вардадзорское медно- (молибден)- порфировое проявление находится в эндоконтакте Мехманинского гранитоидного массива и является юго-восточным продолжением Цахкашенского рудопроявления. Сложено позднеюрскими тоналитами, гранодиоритами и диоритами.

В структурном плане рудопроявление приурочено к рудоконтролирующему разрывному нарушению северо-западного направления, в пределах которого интрузивные породы интенсивно гидротермально переработаны (окварцевание, эпидотизация, сульфидизация), раздроблены и рассланцованы. С гидротермальными образованиями тесно ассоциирует прожилково-вкраплен-

ная минерализация преимущественно пирита и халькопирита, приуроченная к кварцевым и кварц-карбонатным прожилкам, образующим рудоносный штокверк.

Выявлено 6 рудоносных зон. Некоторые прослежены скважинами до глубины 131 м и 158 м. Содержание меди 0,05–0,4 %, участками до 1,3 %, молибдена — 0,001–0,002 %. Отмечаются золото — до 1 г/т, серебро — до 2,5 г/т.

Чанкатагское рудопроявление

Чанкатагское медно-порфировое проявление площадью 3, 4 км² охватывает удлиненную полосу западной окраины с. Верхний Чанкатаг и приурочено к эндо- и экзоконтакту Мехманинского гранитоидного массива.

Площадь рудопроявления разбита трещинами преимущественно северо-запад — юго-восточной ориентации, в которых местами локализована пирит-халькопиритовая минерализация прожилково-вкрапленного типа. Породы на поверхности покрыты малахитовой коркой.

В пределах рудопроявления выделены и прослежены две оруденелые зоны длиной 160 м, мощностью 12 м. Азимут простирания крутопадающих зон северо-западный. Золото в них не обнаружено. Содержание серебра находится в пределах 0,4–6,4 г/т, меди — от 0,06 до 2,02 %.

Кусапатское рудопроявление

Кусапатское медно- (молибден)-порфировое проявление локализовано севернее с. Кусапат, в пределах небольшого интрузивного массива площадью 5 км². Интрузив прорывает эффузивные породы бата и перекрывается известняками титона. Пирит-халькопиритовые руды пространственно связаны с кварц-карбонатными, иногда баритовыми жилами.

Отмечается около 40 жил мощностью 0,3–1,4 м, протяженностью до 300 м с содержанием меди от 0,1 до 0,41 %, молибдена — 0,001–0,003 %, серебра 0,1–17 г/т, золота — до 1 г/т. В отдельных кварцевых жилах мощностью от 0,3 до 10–15 см содержание золота — до 7 г/т, серебра — до 11 г/т, меди — 2–2,5 %, свинца — 0,5–2 %.

В целом медно- (молибден)- порфировое штокверковое оруденение размещено северо-восточнее Вардадзорского разлома в контактовом ореоле Мехманинского интрузива, среди метасоматитов типа вторичных кварцитов. В этой связи детальные поисковые и поисково-оценочные работы на этот тип оруденения следует сосредоточить именно здесь.

Касаясь Цахкашен-Чанкатагского рудного поля в целом, следует отметить, что по данным магнитометрии картируется дугообразная структура, в пределах которой в результате комплексных геофизических и геохимических исследова-

ний выявлена аномалия, связанная с прожилково-вкрапленной минерализацией сульфидных руд площадного характера, что подтверждает перспективность Сахкашен-Чанкатагского рудного поля.

3.1.1.3. Полиметаллическая формация

Мехманинское месторождение

Мехманинское полиметаллическое месторождение жильного типа находится в западной части Мехманинского рудного поля, располагающегося в междуречье Тартар-Кавирту, между сс. Вардазор и Чанкатаг на востоке и с. Дрмбон на западе. Само месторождение площадью около 10 км² охватывает западный и восточный склоны Сампасского хребта у с. Мехмана. Кустарная добыча свинца велась здесь частными предпринимателями с конца XIX века.

Район месторождения сложен среднеюрско-верхнемеловыми отложениями. В пределах самого месторождения отмечаются только породы средней юры (байос-бат) (Курбанов и др., 1976). Рудные жилы (около 30) сосредоточены в узкой полосе субширотного простирания (рис. 3.10).

Рудные минералы представлены галенитом и сфалеритом (гнезда, прожилки, вкрапленники, ленты в кварц-карбонатной массе мощностью до 5-10 см), в подчиненном количестве присутствуют пирит, халькопирит, марказит, халькозин, теннантит, борнит, блеклые руды, магнетит. Галенит и сфалерит тесно ассоциируются с кварцем и карбонатами. Последние представлены кальцитом, доломитом, реже анкеритом, сидеритом.

Тип месторождения гидротермальный, среднетемпературный.

Среднее содержание свинца 1,21-6,87%, цинка 2,94-4,91%. Содержание меди незначительно — 0,01-0,05%. Сопутствующими компонентами являются кадмий, серебро, селен, теллур. Основные запасы подсчитаны и утверждены ГКЗ СССР (1959г.) по трем главным жилам — Кургушун-Цакер, «Б» и Спиридоновская (табл. 3.1).

Таблица 3.1

Запасы Мехманинского месторождения

	Единица измерения	Запасы		
		балансовые		забалансовые
		C ₁	C ₂	C ₃
Запасы: руды	тыс. т	333, 0	403, 0	282, 0
свинца	тыс. т	22, 9	13, 9	2, 8
цинка	тыс. т	9, 8	19, 1	11, 4

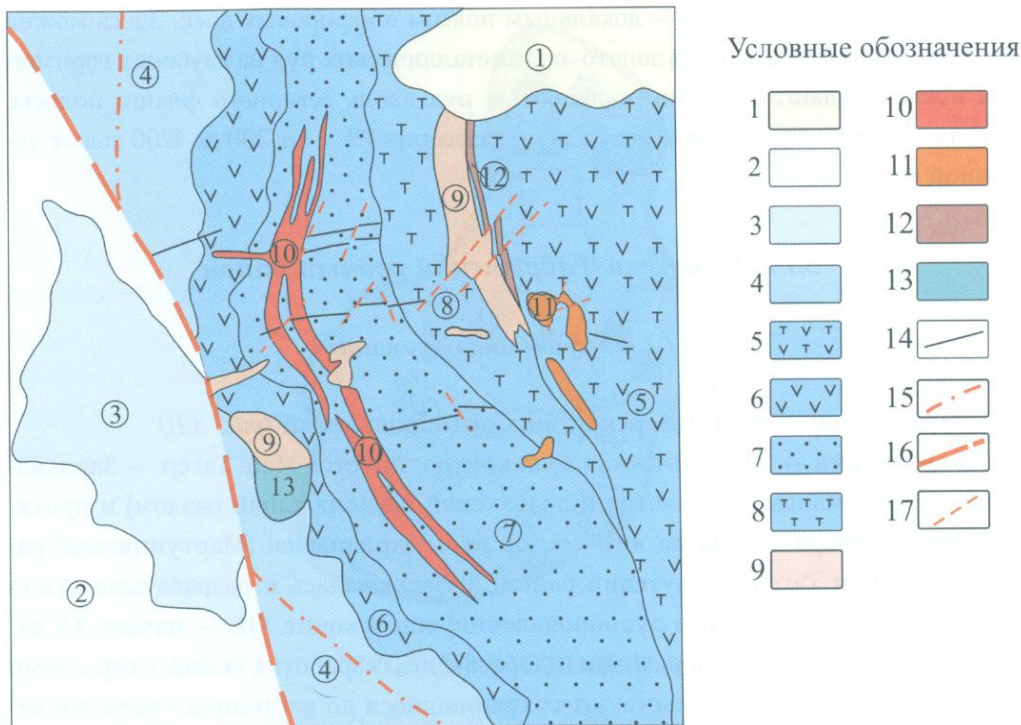


Рис. 3.10. Геологическая карта Мехманинского рудного поля
(Составила Л. В. Зайцева)

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1 – делювиальные отложения (Q_4); 2 – микротуфобрекчии, туфо-конгломераты, туфопесчаники (J_3cl-km); 3 – известняки (J_3t); 4 – порфириды и их туфы (J_2bt); 5 – различные (в основном афанитовые) порфириды и их туфобрекчии (J_2bt_1); 6 – плагиоклазовые и мандельштейновые порфириды (J_2bt_2); 7 – известковистые песчаники и туфопесчаники (J_2bt_2); 8 – туфы кварцевых порфиридов (J_2bt_2); 9 – кварцевые порфириды субвулканические; 10 – пластовые интрузии диабазов и габбро-диабазов; 11 – диоритовые порфириды (малые интрузии); 12 – лампрофировая дайка; 13 – вторичные кварциты; 14 – главные рудные жилы; 15 – ось антиклинали; 16 – линия регионального взброса; 17 – сбросо-сдвиги.

Руды месторождения легкообогатимые. По обычной схеме селективной флотации с применением стандартных реагентов получают свинцовые концентраты с содержанием свинца 60–70 % (при извлечении 95–98 %) и цинковые концентраты с содержанием цинка 50–58 % (при извлечении 70–78 %).

Потенциальные перспективы на флангах и глубоких горизонтах Мехманинского рудного поля связываются с линейно-вытянутой полосой (между Мехманинским и Вардадзорским объектами), ограниченной с юга субширот-

ным разломом, а с севера — локальным поясом порфировых даек. Здесь можно ожидать увеличение запасов золото–полиметаллических руд на глубоких горизонтах южного фланга и медно–порфировых руд вдоль северного фланга полосы. Предполагаемые прогнозные ресурсы по категории РЗ — от 300 до 1200 тыс. т условной меди.

3.1.2. Мартуни–Гадрутский рудный район

3.1.2.1. Колчеданная формация

Зарданашен — Мец–Тагерская зона рудопроявлений (рис. 3.11)

Зарданашен — Мец–Тагерская зона контролируется Мец–Тагер — Зарданашенской приразломной полосой (Карабахский региональный разлом) и протягивается с северо–запада на юго–восток от с. Зарданашен (Мартунинский район) до с. Мец Тагер (Гадрутский район). Разведывалась и разрабатывалась (в пределах Зарданашенского рудопроявления) еще в конце XIX — начале XX века, а в 1932 г. подверглась ревизии и доразведке. Разработка велась открытыми карьерами, о чем свидетельствуют сохранившиеся до настоящего времени отвалы пустой породы.

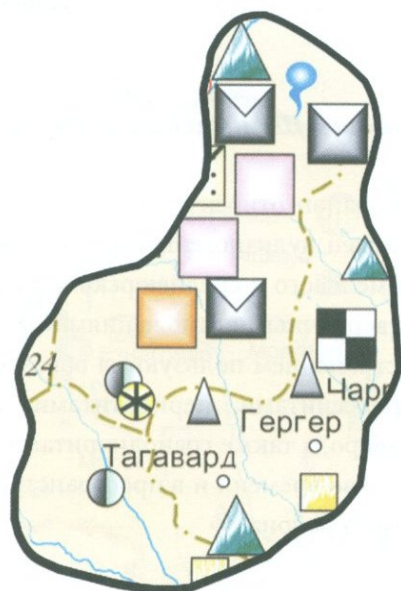
Зона шириной 0,2–0,5 км приурочена к туфобрекчиям и туфоконгломератам средней юры. В районе проходящего между сс. Зарданашен и Мец Тагер сброса эти породы брекчированы, перетерты, окварцованы, заохрены и каолинизированы, в некоторых участках содержат серноколчеданное и медное оруденение в виде вкрапленников пирита и халькопирита.

Колчеданное оруденение отмечается в районе с. Зарданашен и южнее с. Верин Тагавард (оба проявления расположены в северо–западной оконечности зоны). Западнее с. Мец Тагер расположено третье проявление — Калашовское.

Зарданашенское проявление серно–медноколчеданных руд площадью 3 км² расположено в юго–восточной части с. Зарданашен и является северо–западным окончанием Зарданашен — Мец–Тагерской зоны. Оруденение выражено мелкими прожилками и рассеянной вкрапленностью пирита и халькопирита во вторичных кварцитах, занимающих площадь около 20000 м².

В отобранных из вторичных кварцитов пробах содержание меди находится в пределах 0,01–2,52 %, свинца — 0,01–0,05 %, кобальта — до 0,015 %, никеля — до 0,01 %. Обнаружены также золото, титан, ванадий.

На *Мец–Тагерском проявлении* оруденение представлено убогой вкрапленностью серного и медного колчедана и заохрением. В русле ручья Чартанжайр встречены две кварцевые жилы с медным оруденением.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Рис. 3.11. Схема размещения полезных ископаемых Мартуни–Гадрутского рудного района [Атлас Нагорно–Карабахской Республики, 2009]

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1 – Исландский шпат; 2 – Пемза; 3 – Габброиды; 4 – Эффузивные породы; 5 – Фельзитовый туф; 6 – Известняк; 7 – Мрамор и мраморизованный известняк; 8 – Минеральные источники; 9 – Золото; 10 – Медь.

Калашовское рудопоявление, расположенное в 2 км юго–западнее с. Мец Тагер на возвышенности Мархунинхут, представлено несколькими прожилками мощностью 8–10 см, содержащими колчеданное оруденение.

При проведении детальных поисковых работ в пределах Зарданашен — Мец–Тагерской зоны серно– и медноколчеданного оруденения не исключена возможность нахождения еще нескольких новых проявлений сульфидного оруденения, в связи с чем в настоящее время на территории Гадрутского района На–

горно-Карабахской геологической лабораторией проводится литохимическая съемка в масштабе 1:50000.

3.1.3. Кашатаг–Шушинский рудный район

В тектоническом плане район относится к Амасия–Севано–Агаринской металлогенической зоне и сложен вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями мелового и среднеюрского возраста, частично перекрытыми третичными и четвертичными отложениями. (рис. 3.12)

Значительным распространением пользуются образования офиолитовой серии, представленные пироксенитами, перидотитами, габбро-амфиболитами, габбро-пироксенитами и габбро, а также гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами, с которыми во времени и в пространстве связана рудоносность Кашатаг–Шушинского рудного района.

3.1.3.1. Колчеданная формация

Тасверстская группа рудопроявлений

Располагается в пределах Бердазорского подрайона Шушинского района. В состав этой группы медноколчеданных проявлений входят собственно Тасверстский, Ехцаогский, Даштаогский, Каначталанский и Йотволоранский участки.

Тасверстское медноколчеданное проявление расположено у одноименного села, в русле безымянного ущелья. Здесь выделяются 7 зон гидротермально-измененных пород, из которых зона №1 расположена в южной экзоконтактной полосе Шалуа–Бердзорского гранитоидного интрузива, а зоны №№ 2–7 расположены к северу от с. Тас верст, в эндоконтакте гранодиоритов и плагиогранитов. Вмещающие породы зон представлены андезитами и их пирокластами батского возраста, которые в результате гидротермальной деятельности изменены и превращены во вторичные кварциты. Зона №1 содержит медноколчеданные руды в виде гнезд, вкрапленников и прожилков, а в остальных зонах руды представлены пиритом, халькопиритом, реже азуритом и малахитом вкрапленно-прожилкового типа. Среднее содержание меди 0, 02%, свинца и цинка — 0,001 %.

Йотволоранское медноколчеданное проявление расположено в русле верховьев р. Яглыдара и приурочено к эндоконтакту Шалуа–Бердзорской гранитоидной интрузии. Здесь выделяются три зоны гидротермально-измененных пород протяженностью до 600 м и мощностью 1–5 м, а также гидротермально-измененная площадь, прослеженная (с перерывом) на расстояние 800 м при ширине до 80 м. Содержание меди колеблется в пределах 0,001–0,3 %.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- | | | | | | | | | | | | |
|---|--|---|--|---|--|----|--|----|--|---|--|
| 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | |
| 7 | | 8 | | 9 | | 10 | | 11 | | | |

Рис. 3.12. Схема размещения полезных ископаемых Кашатаг-Шушинского рудного района [Атлас Нагорно-Карабахской Республики, 2009]

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1 - Пемза; 2 - Эффузивные породы; 3 - Известняк; 4 - Мрамор и мраморизованный известняк; 5 - Травертин; 6 - Глина, песчаная глина; 7 - Полудрагоценные и поделочные камни; 8 - Минеральные источники; 9- Хром; 10 - Мышьяк; 11- Ртуть.

Даштаогское медно-золоторудное проявление состоит из 9 зон гидротермально измененных пород, которые расположены в 0,7–1,5 км к северо-востоку от одноименного села, в 500 м к северу от северо-восточной границы Шалуа-Бердзорской гранитоидной интрузии. Вмещающие породы всех зон — андезиты батского возраста.

Оруденение этих зон представлено пиритом, халькопиритом, реже ковеллином и борнитом вкрапленного и прожилково-вкрапленного типов. Результаты химических и пробирных анализов показали, что содержание золота в среднем 0,2 г/т (в устье старых штолен 0,4 г/т), молибдена — 0,04 %, меди и свинца — 0,6 %.

Ехцаогское медноколчеданное проявление представлено четырьмя зонами гидротермально-измененных пород. Одна из них зона «Джрвеж», мощностью 40 м, расположена в 0,7 км к юго-западу от с. Ехцаог, в русле безымянного ручья. Простирается в северо-западном направлении на расстояние ~500 м. Вмещающими оруденение породами являются андезиты батского возраста.

Руда представлена пиритом, халькопиритом, халькозином прожилково-вкрапленного типа. Часто встречаются линзы пирита протяженностью до 1,5 м. Содержание меди по результатам химанализа от следов до 0,08 %, серебра — 1,7–7,5 г/т.

Мецшенская группа рудопроявлений

Мец-шенская группа проявлений медно-полиметаллических с золотом руд расположена в окрестностях сс. Мец шен — Хин шен Шушинского района и приурочена к юго-западной части Кашатагского антиклинория.

В пределах рудопроявления широко развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения бата, видимая мощность которых достигает 900 м. В тектоническом плане Мец-шенское рудопроявление приурочено к северо-восточному крылу Бердадзорской антиклинальной складки северо-западной (310–320°) ориентировки.

Обнаружено 8 рудоносных зон, прослеженных на расстоянии 40–700 м при мощности от 0,3 до 50 м. Все они сопровождаются прожилками кварца с золоторудным и пирит-халькопиритовым оруденением. Вмещающие породы представлены вторичными кварцитами.

В 1,5–2 км юго-западнее отмечаются две зоны гидротермально-измененных пород в андезитах и их пирокластах мощностью 0,3–1,2 м, прослеживаются на расстояние до 200 м.

В минеральном составе окисленных руд участвуют, главным образом, пирит, значительно реже халькопирит, галенит, сфалерит, магнетит, гематит, гетит, гидрогетит, ковеллин, борнит, самородное золото, а из нерудных — кварц и кальцит.

Мец-шенская группа проявлений, как и Тасвертская, относится к убого-сульфидной рудной формации, главными компонентами руд которой являются золото и медь. Согласно химическому анализу 470 бороздовых проб содержания Cu — 0,001–6,48 %, Au — 2,6–9,8 г/т, Zn — 0,001–0,4 %, Pb — 0,2–0,6 %.

Перспективность Мец-шенской группы рудопроявлений в отношении золотого и медно-полиметаллического оруденения несомненна. **Данный участок в 80-х годах был рекомендован для постановки геолого-разведочных работ как важнейший объект.**

Тракетское рудопроявление

Тракетское проявление серно-медноколчеданных руд расположено в 5 км к северо-западу от гор. Степанакерта, в бассейне р. Тракет.

Породы, слагающие рудопроявление, представлены гидротермально-измененными туфобрекчиями и туфоконгломератами средней юры, на которых трансгрессивно залегают альбские отложения, не подвергнутые гидротермальной проработке.

Рудопроявление представлено зоной гидротермально-измененных пород мощностью 0,2–0,3 м, протягивающихся с северо-запада на юго-восток на расстояние 0,5–0,6 км. Оруденение приурочено к участкам развития вторичных кварцитов и представлено неравномерными вкраплениями пирита. Анализ проб показал наличие меди, титана, ванадия, кобальта (данные Азгеолуправления). По данным анализа одной пробы, проведенного в 2004 году в Горно-металлургическом институте (г. Ереван), установлены содержания: Au — 0,8–1,0 г/т, Ag — 21,2–23,0 г/т.

В целом, касаясь перспектив всех вышеохарактеризованных объектов Кашатаг-Шушинского рудного района, необходимо отметить, что в основном предыдущие геолого-изыскательские работы были проведены на поверхности. Разведка глубоких горизонтов практически не проведена. Применение современных геохимических методов поисков с привлечением новейших методов анализа, подкрепленных геофизикой, даст возможность выявить слабо эродированные и «слепые» концентрации меди и золота.

3.1.3.2. Хромитовая формация

В пределах Кашатаг-Шушинского рудного района известна группа Ипякских рудопроявлений — Гавриловское, собственно Ипякское и др. (рис. 3.9), генетически связанных с месторождениями и проявлениями данной формации Карвачарского рудного района, что делает целесообразным рассмотрение этого типа формаций обоих районов совместно, в подглаве 3.1.4.

3.1.4. Карвачарский рудный район

В геологическом строении района принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные отложения юры, мела, неогена, а также породы четвертичного возраста (рис. 3.13).

В тектоническом плане большая часть территории входит в состав Карвачарской наложенной мульды Амасия-Севано-Агаринской зоны Малого Кавказа. Структура выполнена породами средне- и верхнеэоценовой андезит-пирокластической и плиоцен-антропогеновой формаций (Шихалибейли, 1966, 1996: Аллахвердиев, 1967: Геология СССР, 1972: Рамазанов, 1981).

В пределах Карвачарской наложенной мульды выделяются Црасар-Норачакская, Тартарская антиклинальные и Кетисарская синклинали структуры, разбитые северо-восточным взбросом. Рудоносность Карвачарского рудного района связана с верхнеэоценовой Црасарской гранитоидной интрузией и ее постмагматической деятельностью. Выделяются хромитовая (хромшпинелиды), медно-молибден-порфировая (молибденит, халькопирит), ртутная (киноварь) и золоторудная рудные формации.

3.1.4.1. Хромитовая формация

Месторождения и рудопроявления хромитов (рис. 3.8) приурочены к породам ультраосновного состава офиолитовой ассоциации, общая протяженность которой в пределах Южного Кавказа составляет 260 км, из коих 160 км приходится на Арцах и сопредельные территории.

В структурном плане офиолитовый комплекс Карабаха находится в пределах Амасия-Севано-Агаринской зоны Малого Кавказа и слагает ее наиболее прогнутые краевые части — Тргинский и Сарыбабинский синклинории, выполненные вулканогенно-осадочными отложениями мела значительной мощности (Шихалибейли, 1966, 1996: Геология СССР, 1972: Сулейманов и др., 1979, 1981: Гасанов, 1985.).

Породы ультраосновного комплекса (перидотиты, главным образом гарцбургиты, а также дуниты и пироксениты, в значительной степени метаморфизованные и превращенные в серпентиниты) слагают небольшие (от 0,2 до 18 км²) кулисообразно расположенные массивы, вытянутые вдоль зоны глубинного разлома общекавказского простирания.

Массивы ультраосновных пород офиолитового комплекса являются в той или иной степени хромитоносными. Большая часть месторождений и проявлений хромитовых руд приурочена к выходам дунитов, значительно реже — к гарцбургитам (Милютин, 1967: Сулейманов и др., 1967).

В пределах Карабаха известна *Тапасарская группа хромитовых месторождений*, куда входят собственно *Тапасарское месторождение* и расположенный недалеко от него ряд проявлений — *Николаевское, Аркадьевское, Ехцинское, Дадиванкское* и др. (рис. 3.10). Все они приурочены к Сотк–Тапасар–Алчалинскому гипербазитовому массиву и расположены на левом склоне долины р. Тартар в районе с. Гейдара.

Из вышеперечисленных объектов наиболее детально изучено собственно *Тапасарское* месторождение, одно из наиболее известных и крупных месторождений Южного Кавказа, расположенное к северо–западу от с. Гейдара.

Разведкой месторождения, начатой в 1935 г. А. В. Кржечковским и в 1939 г. А. Х. Газаровым, установлено, что Тапасарское месторождение представляет собой относительно значительное скопление качественных хромитовых руд, сосредоточенное на небольшой площади. Месторождение разведано до глубины 30 м.

Площадь месторождения сложена сильно серпентинизированными гарцбургитами, габбро–амфиболитами и вулканогенно–осадочными отложениями сантона. Рудные тела приурочены к линзовидному участку серпентинизированных дунитов. Длина дунитовой зоны ~350 м, мощность весьма непостоянная и колеблется в пределах 0,5–15 м.

Тела хромитов в дунитовой зоне представлены изолированными друг от друга гнездами овальной, реже линзовидной формы. Размеры рудных гнезд чрезвычайно разнообразны и варьируют от 4х6 м до 0,2х0,4 м и менее. Реже наблюдаются мелкие сфероидальные тела хромитов, еще реже вкрапленные и прожилковые руды.

Самой значительной по величине является юго–восточная группа хромитовых тел, так называемая «Главная рудная зона» северо–восточного падения длиной 70 м, мощностью 12–15 м, включающая (на поверхности) около 40 крупных гнезд хромита.

По техническим качествам руда относится к высшим металлургическим сортам: как видно из табл. 3.2, содержание окиси хрома 43,1–52,6%, отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ — 3,5–4.

Таблица 3.2

Содержание компонентов в Главной рудной зоне (в %)

Cr_2O_3	FeO_{06}	SiO_2	CaO	SO_3	P_2O_5	$\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$
43,1–52,6	12,5–16,4	5,77–5,94	0,17–0,37	0,01–0,03	0,01–0,02	3,5–4,0



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Рис. 3.13. Схема размещения полезных ископаемых Карвачарского рудного района
[Атлас Нагорно-Карабахской Республики, 2009]

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1 – Асбест; 2 – Перлит; 3 – Габброиды; 4 – Эффузивные породы; 5 – Вулканический туф; 6 – Полудрагоценные и поделочные камни; 7 – Копал; 8 – Минеральные источники; 9 – Хром; 10 – Золото; 11 – Медь; 12 – Полиметаллические руды (свинец, цинк); 13 – Молибден; 14 – Вольфрам; 15 – Ртуть; 16 – Сурьма; 17 – Серный колчедан.

Кроме того, в хромитовых рудах Тапасарского месторождения постоянно присутствуют (по данным химических и спектральных анализов, в %), ванадий — 0,003–0,03; цинк — до 0,01; кобальт — 0,01–0,03; никель — 0,06–0,3.

В состав руд входит ряд минералов, в том числе: главные — хромшпинелиды, оливин и серпентин; второстепенные — хромхлориты, хромдиопсид, хромгранат, пентландит, миллерит, гарниерит, магнетит, самородная медь, карбонаты магния и кальция, тальк и опал.

Генетически месторождение относится к гистеромагматическому типу.

Подсчитаны запасы руды в количестве 44949,8 т, в том числе по категориям: В — 18159 т, С₁ — 7870,5 т, С₂ — 18920,3 т.

Следует отметить, что установленный факт нахождения оруденения до глубины 30 м и общее, достаточно большое протяжение рудной зоны позволяют предполагать возможное увеличение запасов. Кроме того, никеленосность хромитовых руд значительно повышает интерес к месторождению.

Массивные и вкрапленные хромитовые руды остальных более мелких проявлений офиолитового комплекса Амасия–Севано–Агаринской зоны Малого Кавказа — *Аркадьевское, Николаевское, Левское, Ехцинское, Дадиванское, Чуменское* (все в Карвачарском рудном районе), группа *Инякских рудопоявлений — Гавриловское*, собственно *Инякское* (Кашатаг–Шушинский рудный район) и другие также вполне удовлетворяют требованиям промышленности и могут быть использованы для производства ферросплавов (табл. 3.3).

Таблица 3.3

Содержания компонентов в хромитовых рудах проявлений НКР (в %)

Cr ₂ O ₃	FeO ₆₆	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	P ₂ O ₅	SO ₃
42–54	6–17	6–11	0,13–0,16	16–20	0,005–0,02	0,01–0,02

Запасы хромитовых руд в некоторых проявлениях ориентировочно следующие (в тыс. т): *Николаевское* проявление вкрапленных руд 8–10, *Ехцинское* проявление вкрапленных руд 12–15, *Зайдзорское* проявление массивных руд 3–5, *Дадиванское* проявление вкрапленных и массивных руд 5–7, *Гавриловское* проявление нодулярных руд 5–7, группа *Инякских* проявлений нодулярных руд 3–5. Приведенные цифры запасов основываются на данных геологоразведочных работ Азгеолуправления 1961–1964 гг.

Условия разработки хромитовых руд весьма благоприятны, они расположены в сильно пересеченной местности и могут разрабатываться подземными и

открытыми горными работами. Месторождения расположены вблизи шоссе-ных дорог. Следует также учесть возможность комплексного использования добытого сырья, так как помимо хромитовых руд широкое применение могут найти дуниты (серпентиниты) в качестве огнеупоров, для получения металлического магния, никеля (Эфендиев, 1945; Абдуллаев и др., 1967), для нейтрализации кислых почв и т. д.

3.1.4.2. Медно-молибден-порфировая формация

Црасарское месторождение

Црасарское медно-молибденовое месторождение расположено в юго-восточной части Цахкунк-Зангезурской зоны, в 7–8 км к юго-западу от с. Джермаджур, в бассейне р. Тартар, и приурочено к северо-западному эндоконтакту Црасарского гранитоидного интрузива, представленного на площади месторождения граносиенитами, кварцевыми сиенит-диоритами и сиенит-диоритами, прорывающими верхнемеловые и средне-верхнеэоценовые вулканиты (Баба-Заде и др., 1990).

Эти отложения слагают Црасарскую антиклиналь северо-восточного простирания, осложненную сбросом с амплитудой смещения 400 м, к которой приурочены Джермаджурские термальные источники.

По разрывному нарушению меридионального направления, прослеживающемуся по руслу р. Тартар, месторождение делится на взброшенный северо-восточный и опущенный юго-западный блоки. Значительная часть площади второго блока покрыта мощными потоками четвертичных андезит-базальтовых лав.

Кварц-молибденитовые жилы (около 40) находятся в пределах северо-восточного блока. Большая часть рудных жил контролируется дорудными дайками диорит-порфиритов. Мощность жил и зон — 0,1–1,8 м. Содержание молибдена 0,01–0,2 %, меди 0,01–0,3 %, свинца 0,001–1,83 %, цинка 0,01–0,74 %.

Основные рудные минералы — пирит, молибденит, галенит и сфалерит, образуют вкрапленность, гнезда и прожилки в кварце. Отмечаются также халькопирит, блеклая руда, борнит, ковеллин, халькозин, англезит, церуссит, малахит, азурит, лимонит. Жилы имеют брекчиевую и полосчатую текстуры с наложением более поздних кварц-полиметаллической и кварц-карбонатной стадий.

Горно-технические и гидрогеологические условия месторождения благоприятны, что позволяет прослеживать жилы на нескольких горизонтах горизонтальными горными выработками.

3.1.4.3. Ртутная формация

Ртутные месторождения и проявления (более 40) размещены в бассейне р. Тартар в пределах офиолитовой ассоциации Амасия–Севано–Агаринской зоны и контролируются зонами разломов северо–западного простирания. Наиболее детально изучены Зуарское, Дадиванкское и Левское месторождения (Сулейманов, Баба–Заде, 1974; Насибов и др., 1976; Баба–Заде, 2002).

Зуарское рудное поле

Зуарское рудное поле приурочено к полосе сопряжения Сарыбабинского синклиория с Карвачарской наложенной мульдой. Сложено отложениями нижнего сенона (вулканыты и их туфы, песчаники, туфопесчаники, туфогравелиты, аргиллиты), кампан–маастрихта (известняки), среднего эоцена и миоплиоцена.

Широко развиты породы офиолитовой ассоциации (серпентиниты, реже перидотиты и дуниты, габбро, габбро–нориты, габбро–амфиболиты, габбро–диабазы), постэоценовые интрузивы гранодиоритового комплекса (гранодиориты, кварцевые диориты, диоритовые порфириты и др.), а также жильные породы разного состава и возраста.

Собственно *Зуарское месторождение* расположено на северном склоне Зуарского хребта, где выделено линзовидное тело мощностью 6 м с промышленным содержанием ртути, оконтуренное до глубины 120 м. Оно приурочено к узлу пересечения близширотного Агятагского сдвига–сброса с взбросо–надвигами.

Ртутное оруденение прожилкового, вкрапленного, гнездового типов в основном контролируется гидротермально измененными (окварцевание, пиритизация, карбонатизация, баритизация) туфами. Морфологически представлено столбообразными, линзообразными и штокообразными формами. Более богатое оруденение киновари приурочено к зонам повторного дробления обеленных, окварцованных брекчий.

Главный минерал — киноварь, изредка встречаются реальгар, барит, пирит, арсенопирит, спорадически — халькопирит, сфалерит, а также кварц и кальцит.

В пределах Зуарского рудного поля имеется также ряд более мелких рудопоявлений, из которых наибольший интерес представляет *Эйванское*, расположенное на юго–западном склоне г. Эйван (2343 м) и являющееся западным продолжением Зуарского месторождения.

В 1970 г. по Зуарскому рудному полю был произведен оперативный подсчет запасов: по собственно Зуарскому месторождению по категории C_1 и по Эйванскому проявлению по категории $C_1 + C_2$ в количестве 495,4 т. В 1976–1978 гг. по

Зуарскому рудному полю произведен прирост запасов по категории $C_1 + C_2$ в количестве: руда — 40851 т, металл — 164,4 т.

Дадиванкское месторождение

Дадиванкское месторождение сложено вулканогенными породами батского возраста (чередование покровов андезитов и базальтовых андезитов с пачками туфобрекчий, туфоконгломератов и реже туфов, туфопесчаников и аргиллитов), вулканогенно-осадочными образованиями нижнего сенона, породами офиолитовой ассоциации (серпентинизированные дуниты и перидотиты, габбро-амфиболиты, габбро-нориты, габбро-диабазы), реже гранитоидами (кварцевые диориты, гранодиориты, диорит-порфириты и др.). Жильные породы, как и гранодиориты, имеют ограниченное развитие и представлены андезитовыми и диабазовыми порфиритами, реже камптонитами.

Оруденение ртути контролируется серией сбросовых нарушений, продольно рассекающих Чаректар-Дадиванкскую антиклинальную зону, вдоль которых породы раздроблены, рассланцованы и гидротермально изменены (окварцевание, карбонатизация, лиственитизация). Рудовмещающими породами являются широко распространенные в пределах месторождения листвениты. Основной рудный минерал — киноварь (вкрапленники, мелкие гнезда, примазки, прожилки, различные по форме скопления), незначительно распространены халькопирит и пирит. Нерудные минералы представлены кальцитом, реже кварцем.

Всего на месторождении обнаружено 7 рудоносных зон. В результате предварительной разведки по рудному телу первой зоны подсчитаны и приняты ЦКЗ запасы ртути по категории $C_1 + C_2$ в количестве 201 т, в том числе по категории C_1 — 177,0 т; C_2 — 24,0 т.

Левское рудное поле

Собственно *Левское месторождение* сложено интенсивно дислоцированными карбонатными и известковисто-глинисто-песчанистыми породами верхнего сенона, трансгрессивно налегающими на пестроцветную меланжевую толщу сантона. Общая мощность верхнесенонских известняков около 400 м.

Вышеописанные породы образуют крупную антиклинальную зону, расколотую на два горст-блока (антиклинали). Контактные зоны блоков сопровождаются интенсивной трещиноватостью, перетертостью и обохренностью пород. На площади месторождения отмечаются субвулканические тела дацитов и риолитов.

Рудоконтролирующий разрыв — крутопадающий на север сброс близширотного простиранья — проходит по своду антиклинали, зараженной ртутной минерализацией. Отмечается также и сурьмяная минерализация.

Протяженность сурьмяно–ртутных рудных тел в пределах месторождения от 10 до 40 м, мощность 1–10 м. По ним в центральной части месторождения подсчитаны в оперативном порядке и утверждены в ЦКЗ МГ СССР запасы ртути (на глубину 120 м от дневной поверхности) по категории $C_1 + C_2$ в количестве 501 т, сурьмы (на глубину 200 м) 3240 т.

Юго–восточнее описанной антиклинали, в 2 км от собственно Левского месторождения и гипсометрически ниже него на 200–250 м располагается *Ново–Левское проявление* ртутно–сурьмяных руд, сложенное интенсивно дислоцированными карбонатными отложениями кампана, переходящими к низу в песчано–глинистые и песчанистые разности. Эти породы, слагающие синклиналию зону (продольный блок) северо–западной ориентации, приведены в тектонический контакт с отложениями пестроцветной толщи, вдоль которого наблюдаются сильно трещиноватые рудоносные зоны разломов и субвулканические тела андезит–дацит–риолитового состава.

Оруденение ртути (вкрапления, небольшие гнезда, тонкие прожилки и налеты) отмечается в сильно раздробленных, перетертых до глинистого состояния породах, приуроченных к вышеописанным разрывным нарушениям, слагающих зоны длиной 200 м (северная зона) и 500 м (южная). В пределах этих зон, особенно в южной, выделяются участки с повышенным содержанием ртути. Прогнозные ресурсы по категории P_2 по рудному телу — 1350 т (при среднем содержании 1,2 %).

Спитакажайрское рудопроявление

Спитакажайрское проявление ртути расположено на правом борту р. Тартар, на водораздельном хребте рек Правый Чаректар и Агкая.

Площадь рудопроявления слагают нижнесенонские глинисто–хлоритовые сланцы, рассланцованные хлоритизированные туфы, песчаники, аргиллиты, мраморизированные известняки, а также пелитоморфные известняки верхнего сенона. Интрузивные породы представлены серпентинизированными перидотитами и габброидами (габбро–нориты, габбро–амфиболиты и др.). Встречаются мелкие линзо– и штокообразные тела диорит–порфиритов, кварцевых диоритов, реже гранодиоритов и др., а также более молодые (миоплиоценовые) андезиты, дациты, реже риолиты.

В структурном плане рудопроявление занимает небольшой участок Спитакажайрской (Агкаинской антиклинали). В формировании рудоносных зон большую роль играли продольные разрывы северо–западного и близширотного простираний.

3.1.4.4. Золоторудная формация

Мец–Царасарское золоторудное месторождение

Мец–Царасарское месторождение жильной золото–кварцевой формации, приуроченное к юго–восточной части Амасия–Севано–Агаринской зоны, расположено в бассейне р. Цар.

Рудное поле Мец–Царасарского месторождения сложено эффузивно–пирокластическими отложениями андезитовой (средний эоцен) и андезит–дацит–риолитовой (миоплиоцен) формаций, а также четвертичными базальтовыми андезитами. Месторождение расположено в зоне Цар–Соткского глубинного разлома близмеридиональной ориентации и приурочено к Восточно–Кетисарской, Зейликской и Хоперской антиклинальным структурам. Значительную часть рудного поля занимает Кетисарское субвулканическое сооружение нижнеплиоценового возраста, сложенное в центральной части породами дацит–риолитового ряда, а в апикальной — ксенокластолавами с плитчатой отдельностью. Широко распространены дайки андезитов, дацитов, риолитов миоплиоцена.

Формирование Мец–Царасарского рудного поля приурочено к Зейликской куполообразной кольцевой структуре тектоно–магматического происхождения (диаметр 7 км), пронизанной многочисленными разрывными нарушениями. В западной части этой структуры расположен крупный Зейликский разлом, контролирующий Мец–Царасарское месторождение.

Гидротермальная деятельность, по всей вероятности, связана с дайковой фазой и постмагматической деятельностью последней фазы малых интрузий.

Вещественный состав кварц–карбонатных рудных жил довольно прост и представлен кварцем, кальцитом, халцедоном, в меньшей степени — каолинитом, диккитом, серицитом, очень редко альбитом, адуляром, хлоритом. Рудные минералы представляют незначительную часть жильной массы и распределены крайне неравномерно. Преобладает редкая вкрапленность или тонкие прожилки пирита и сфалерита. Другие сульфиды встречаются в подчиненном количестве. Золото макроскопически отмечается в виде неправильных зерен размером 0.1–0.3 мм, очень редко встречаются электрум, петцит и алтаит.

Выделяются следующие стадии минералообразования: 1) золото–сульфидно–кварцевая; 2) золото–кварцевая (продуктивная); 3) карбонатно–кварцевая.

Выявлено около 60 гидротермально–измененных (серицитизация, хлоритизация, алунитизация, окварцевание) рудных зон на 7 участках. Содержание золота в пробах колеблется в пределах 0,4–9,5 г/т.

Анализ парагенезисов жильных и рудных минералов, характера вертикальной зональности в распределении рудослагающих компонентов и структурных

особенностей различных участков месторождения позволил установить вертикальный размах оруденения в 400–500 м. Таким образом, на поверхности обнажены самые верхние части рудных тел, что позволяет ожидать на глубине промышленное оруденение.

Зейликское рудопроявление

Зейликское проявление золота расположено в среднем течении р. Зейлик (левый приток р. Цар), в районе одноименного села. Район сложен отложениями среднего эоцена — андезитами, их туфами и туфобрекчии, на севере перекрытыми с мощными потоками риолитов, дацитов и их туфов миоплиоценового возраста. Эти породы, расположенные в пределах Зейликской кольцевой структуры, в южной ее части прорваны несколькими штокообразными интрузиями кислого и основного составов и пронизаны серией разрывных нарушений меридиональной ориентации. Вдоль последних вмещающие породы гидротермально изменены (вторичные кварциты) и содержат вкрапленно-прожилковое оруденение золота, содержание которого колеблется от 0,4 до 1,5 г/т.

Соютлинское рудное поле

В пределах *Соютлинского золотоносного рудного поля* выявлен ряд участков, из коих наиболее перспективны Дарбноцкий и Тапасарский.

Дарбноцкий участок расположен на левом склоне р. Соютлу, на гребне между селениями Дамирчидам и Кошабулаг. Сложен отложениями пестроцветной толщи среднеэоценового возраста (диабазы, лавобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники, аргиллиты), а также мезозойскими (доверхнеконьякскими) породами серпентинитового меланжа.

В пределах участка выделяется зона (линзы и жилы) заохренных пиритизированных лиственитов и лиственитизированных пород, простирающихся в северо-западном направлении на расстоянии 300 м, с падением на северо-восток. Зона изучена подземными горными выработками и скважинами. Содержание золота колеблется в пределах 0,3–3,0 г/т, реже до 20 г/т, серебра — от 0,4 до 20 г/т. *Тапасарский участок* расположен на водораздельном гребне рек Соютлу и Нор-Вериншен. Геологическое строение участка приведено выше, при описании Тапасарского месторождения хромитов.

На участке выявлено и изучено около 10 зон гидротермально измененных пород, пронизанных кварц-карбонатными и кварцевыми жилами мощностью 2–10 см., прослеживающимися на расстоянии 100–150 м. Зоны приурочены к единой тектонической структуре северо-западного направления, с падениями на северо-восток и юго-запад. Общая их протяженность — около 2 км, мощность —

от 3 до 30 м. Поверхностными горными выработками установлено содержание золота от 0,1 до 8,3 г/т, серебра — 0,1–26,0 г/т.

Тутхунское рудное поле

В пределах *Тутхунского рудного поля* выявлен и частично разведан ряд золоторудных проявлений (*Заркунинское, Тутхунское* и др.), пространственно связанных с малыми интрузиями (диориты, гранодиориты) верхнеэоценового возраста. Оруденение контролируется Казыханлинским разломом северо-западного простирания и локализуется в крутопадающих кварцевых жилах, штокверках и жильных зонах сложного строения. Протяженность зон 100–250 м при мощности до 1,0–1,5 м. Околорудные изменения вмещающих пород выражены интенсивной серицитизацией, каолинизацией, окварцеванием и карбонатизацией.

Минеральный состав руд представлен пиритом, сфалеритом, галенитом, молибденитом, блеклыми рудами, самородным золотом; жильные минералы — кварц, кальцит, доломит, анкерит. Минерализация носит вкрапленный, прожилковый и прожилково-вкрапленный характер.

Золото, являясь главным компонентом руд, распределено неравномерно. Содержание его в разных проявлениях и зонах колеблется от 0,1 до 13,0 г/т, серебра — от 0,4 до 11,0 г/т.

3.1.5. Ковсаканский рудный район

Ковсаканский рудный район расположен в приграничной зоне Цахкунк–Зангезурской и Сомхето–Карабахской металлогенических зон (*рис. 3.14*). На продолжении рудоносных зон Капанского месторождения выявлен ряд рудопроявлений и Тундиргетское золотосульфидное месторождение.

В тектоническом плане Тундиргетское рудное поле расположено в пределах юго-западного крыла Капанского брахиантиклинория. Основными структурными элементами являются Сыгырт–Эрнадзорская антиклиналь и Хуступ–Гиратахский региональный разлом (Геология СССР, 1972, 1976).

Рассматривая перспективы района, следует учесть особенности его структурного положения в полосе сопряжения двух различных структурно-формационных зон — Сомхето–Карабахской и Цахкунк–Зангезурской.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Рис. 3.14. Схема размещения полезных ископаемых Ковсаканского рудного района [Атлас Нагорно-Карабахской Республики, 2009]

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1 - Цеолит; 2 - Глина, песчаная глина; 3 - Золото; 4 - Медь.

Золоторудная формация

Тундиргетское золоторудное месторождение

Тундиргетское золоторудное месторождение расположено на территории Кашатагского района и является наиболее значительным месторождением убогосульфидной формации. Контролируется региональной поперечной (близмеридиональной) структурой и сложено вулканогенно-осадочными отложениями (диабазы, порфириты и их пирокласты, реже туфопесчаники) титона-валанжина и осадочными, частично терригенно-осадочными отложениями верхний валанжин-готеривского и барремского возрастов. В пределах рудного поля широко развиты дайки диоритов, диабазов, лампрофиров, местами контролирующими оруденение (Сулейманов и др., 1977; Сулейманов, 1982; Баба-Заде, 2003).

Известные золотоносные зоны охватывают площадь, равную ~7 км². Все они имеют северо-восточное простирание с падением на северо-запад. Прослежены

по простиранию до 1 км при мощности до первых десятков метров. В пределах некоторых зон выделяются золоторудные тела длиной от 35–40 до 300 м, со средней мощностью 0, 2–1,0 м.

В целом на месторождении на 5 участках выявлено 27 гидротермально измененных зон с золоторудным оруденением. Общие запасы золота Тундиргетского месторождения по категории $C_1 + C_2$ составляют 4,5 т.

3.2. Неметаллические полезные ископаемые

Неметаллические полезные ископаемые объединяют большую группу горных пород и минералов, используемых в различных отраслях промышленности, техники, строительства, сельского хозяйства, бытовых потребностей общества и в других сферах.

Территория Арцаха перспективна с точки зрения наличия и возможного использования неметаллических полезных ископаемых. Несколько месторождений, большей частью строительных материалов, разрабатывались и продолжают разрабатываться в настоящее время.

Данная группа минерального сырья включает исландский шпат, гипс и гашу, глинистое и карбонатное сырье, барит и природные пигменты, а также различные строительные (в том числе облицовочные) материалы, поделочные и полудрагоценные камни и др. (рис. 3.1).

3.2.1. Исландский шпат

Исландский шпат является ценным и дефицитным видом минерального сырья. Уникальные оптические свойства предопределили его использование в ряде важнейших отраслей техники и науки: квантовой электронике, технике связи, физической оптике, астрофизике, космонавтике. Применение исландского шпата сильно возросло в связи с усовершенствованием традиционных и разработкой новых методов исследований, связанных с использованием новейших устройств и систем. Он незаменим при изготовлении модуляторов излучения и затворов оптических квантовых генераторов, элементов непрерывного и дискретного сканирования света, узкополосных интерференционно-поляризационных светофильтров и т. д. Из кристаллов исландского шпата изготавливаются поляризационные, двупреломляющие и полутеневые призмы около 60 наименований, лучеразводящие цилиндры и пластины, бифокальные линзы и другие главные детали поляриметров, фотометров, интерферометров, поляризационных микроскопов.

Из краткого обзора видно, что потребность в оптическом кальците (так именуются кристаллы исландского шпата, отвечающие техническим требованиям) будет постоянно возрастать. В конце 50-х — начале 60-х годов прошлого столетия его ежегодная добыча (без СССР) составляла примерно 5 т. К настоящему времени эта цифра возросла примерно в 12–15 раз. Отметим также, что многолетние работы по выращиванию в лабораторных условиях кристаллов оптического кальцита не дали положительных результатов.

В силу ряда причин исландский шпат считается сложным видом минерального сырья. Кроме различных геологических подходов при изысканиях здесь необходимо также привлечение данных кристаллографии, оптики, кристаллохимии и других областей. Одновременно сказывается также неопределенность первичной оценки сырья (т. е. до проведения экспертизы), а иногда и несоответствие в геологической и технологической оценке шпатоносных полей. Отметим также большую сложность при определении средней продуктивности и запасов оптического кальцита. Другое важное обстоятельство связано с необходимостью строгого соблюдения технических требований к проходке горных выработок и режиму хранения кристаллов, что приводит к существенному понижению сортности или полному обесцениванию некогда качественных кристаллов. Необходимо также знать и о происшедших существенных сдвигах в определении сортности исландского шпата. Принятые в середине 70-х годов XX века жесткие требования к сырью (Основы поисков..., 1955) сменились возможностью использования кристаллов с некоторыми природными дефектами (неполная бесцветность, наличие трещин, свилей и жидких включений).

В большинстве геотектонических зон Малого Кавказа скопления исландского шпата отсутствуют или весьма редки. Исключение составляет обширная Сомхето–Карабахская тектоно–магматическая зона, включая и территорию НКР.

Рассматриваемый регион входит в северо–восточную часть Сомхето–Карабахской зоны и охватывает юго–восточное окончание Агдамского и Карабахского антиклинориев, центральное и юго–восточное окончание Мартунинского синклинория (Геология СССР, 1972). В геологическом строении территории принимают участие отложения мезозоя (юра и мел), палеогена и неогена, представленные вулканогенно–осадочными и терригенно–осадочными карбонатными фациями. Здесь развиты протяженные шпатоносные поля двух качественно разных генетических типов — Мартунинского, приуроченного к эффузивным породам основного состава, и Саркисашен–Цакурского, связанного с титонскими известняками в зонах дробления (Ахундов, 1969, 1986; Геология СССР, 1976; Мандалян и др., 1998, 2007).

В настоящее время пригодные для разработки на оптическое сырье месторождения исландского шпата НКР — это Мюришенское (Арчинпракское) и Цакурское, которые в 1939 г. были объектом кратковременной эксплуатации треста «Русские самоцветы». Запасы подсчитаны лишь для Арчинпракского месторождения в 1942 г. в количестве 12150 кг (запас прозрачного материала). Если принять процент выхода исландского шпата для месторождения около 5%, то запасы качественно пригодного сырья (около 600 кг) весьма значительны.

Мартунинское кальцитоносное поле

Включает в себя собственно Мюришенское (Арчинпракское), Нгинское, Спитакашенское, Аранзаминское, Вардадзорское и др. проявления, охватывающие окрестности одноименных сел.

Минерализация исландского шпата локализована в потоках подушечных лав оливин-эпилейцитовых тефритов, оливин-роговообманковых и оливин-клинопироксеновых, реже оливиновых и оливин-плагиоклазовых трахибазальтов, слагающих вулканическую серию сантонского возраста (Авдеев и др., 1989; Мандалян и др., 1998). Протяженность потоков до нескольких сотен метров, мощность каждого 3,5–5 м. Упаковка сфероидов неоднородна — от плотной (преобладает) до рассредоточенной, в которой присутствуют в значительной степени минерализованные крупные полости, отдушины и трубки. На основании наших исследований (Мандалян и др., 1998) выявлено, что характер преобразований пород Мартунинского вулканического комплекса в целом отвечает условиям низких давлений и температур цеолитовой фации, с отчетливо выраженной цеолит-кальцитовой минерализацией.

В морфологическом отношении минерализация исландского шпата Мюришен-Спитакашенской полосы проявлена следующим образом:

Гнездовой тип, развитый в полостях между лавовыми сфероидами, в которых ограненные кристаллы ассоциируют с белым непрозрачным кальцитом, анальцимом и цеолитами.

Жеодовый тип, развитый в полостях (жеодах) лавовых сфероидов. Наряду с чистыми разностями наблюдаются кристаллы с мелкими «присыпками», представленными точечными включениями хлорита, анальцима, цеолитов, базальтового стекла и изредка халцедона.

Жильный и смешанный (прожилково-гнездовой) типы, развитые в крупных полостях вулканического и тектонического характера.

Судя по данным поисково-оценочных работ, проведенных в 40–50-х годах прошлого столетия, тектонические полости Мюришенского поля имеют размеры 4х3х2 м, они выполнены крупными друзами и отдельными крупными кристалла-

ми, а так называемые многокамерные жеоды характеризуются величинами до 2х1, 6х1 м (Геология СССР, 1976). В процессе повторного опробования, осуществленного в июне 1998 г., были добыты кристаллы исландского шпата светло-желтого и лимонно-желтого цветов. При поисках необходимо учитывать, что минерализация исландского шпата возрастает по мере изменения упаковки сфероидов — от очень плотной к несколько разреженной, с увеличением межподушечного пространства. Заслуживают внимания также поверхности соприкосновения двух налегающих по разрезу потоков. Свободным пространством для кристаллизации оптического кальцита служили также лавовые трубки, крупные газовые каналы, так называемые «отдушины», а также трещинные зоны, которые, по-видимому, служили путями восходящих гидротермальных растворов (Хачанов и др., 2000).

Учитывая значительную площадь вулканического поля — около 100 км² (15'6,5 км) при мощности до 700 м, Мартунинский комплекс представляет несомненный интерес. Здесь можно ожидать скопления исландского шпата высокого качества. В этой связи отметим необходимость создания крупномасштабной палеовулканической карты, отображающей фации шпатоносных вулканических пород (лавы, гиалокластиты, подушечные брекчии, субвулканические тела) и их развитие по латерали и вертикали потоков, а также распределение в них гнезд и жеод исландского шпата, что будет способствовать выявлению крупных полосей и камер, которые представляют максимальный интерес как места разгрузки шпатоносных растворов.

Саркисашен–Цакурское кальцитоносное поле

Кальцитоносное поле приурочено к зонам тектонических деформаций карбонатных пород титона и относится к образованиям гидротермального типа (Геология СССР, 1976: Мандалян и др., 1998). Формирование Цакурского месторождения и Саркисашенской группы проявлений исландского шпата связано с развитием катагенеза, динамометаморфизма и низкотемпературных гидротермальных преобразований верхнеюрских известняков Мартунинского синклиория.

Минерализация исландского шпата развита в дислоцированных карбонатных породах и в карстовых полостях. Его аналоги известны на месторождениях Северного Кавказа, Тянь-Шаня, Восточных Саян, Тувы, Китая и Австралии (Скоропышев и др., 1973). Считается, что по качеству и запасам этот тип минерализации уступает месторождениям, залегающим в вулканических сериях, однако он порой содержит оптическое сырье самого высокого качества (Андрусенко и др., 1961: Киевленко, 1974). Примером служат месторождения Южного Тянь-Шаня, которые разрабатывались вплоть до 80-х годов прошлого столетия.

Размеры Саркисашен–Цакурского кальцитоносного поля делают значительными перспективы минерализации, учитывая также широкое развитие пластовой минерализации в западной части Сомхето–Карабахской зоны — в верхнеюрских доломитах и известняках Иджеванского синклиория (Северная Армения) (Мандалян и др., 1965; Мандалян, 1979). Однако этот вопрос требует особого рассмотрения. Геологические сведения о шпатоносности *Саркисашенской группы проявлений* известны с 50-х годов прошлого столетия, а в период 1961–1962 гг. Азгеолуправлением были осуществлены поисковые работы (Геология СССР, 1976).

Наиболее изученное *Цакурское месторождение* расположено в 1,5 км к юго-западу от с. Цакури (Гадрутский район). В его геологическом строении участвуют отложения верхней юры (титон), нижнего мела (альб), современные элювиально-делювиальные образования, а также силлы и мелкие внедрения третичного возраста.

В шпатоносном поле отчетливо фиксируются локальные зоны смятия и дробления северо-восточного простирания, связанные со сбросовой тектоникой. Непосредственно в зоне минерализации карбонатные слои падают под углами 30–45°, по мере удаления выполаживаясь до 15–25°. Здесь же вмещающие известняки заметно преобразованы процессами мраморизации, стилолитизации, полосчатой лимонитизации, гематитизации, Т-доломитизации, точечной малахитизации и гидротермальной закарстованности, а также наличием жирной на ощупь желтовато-бурой глинистой массы. В этой массе развиты прозрачные и полупрозрачные кристаллы шпата размером от нескольких до 25–30 см., в основном скаленоэдры, покрытые глинистой «рубашкой», а в трещинах и полосках — кальцитовые жилы и штокверки крупноблочного кальцита. В большинстве случаев крупные разности представлены непрозрачными дымчато-серыми или молочно-белыми кристаллами, среди которых встречаются кондиционные моноромбоэдры (Ахундов и др., 1959; Геология СССР, 1976; Мандалян и др., 1998).

Согласно экспертизе ВИМСа (г. Москва), проведенной в 50-х годах XX столетия, в пределах Цакурского месторождения обнаружены кристаллы исландского шпата II и III сортов (Геология СССР, 1976; Мамедов, 1963). Заметим, что по нынешним требованиям сортность тех же кристаллов оказалась бы выше. Кроме того, следует учесть, что кристаллы, посланные в прошлом на экспертизу, были отобраны из горных выработок, пройденных с грубейшим нарушением — применением взрывных работ. Что касается перспектив по площади, то она может оказаться значительной, если учесть развитие минерализации к северу от с. Цакури, по левобережью р. Ишханагет и в окрестностях с. Азох.

В общем плане Саркисашенское поле представляет собой моноклиналь с преимущественным падением слоев на запад-юго-запад с углами падения 15–25°, реже 30° и более. В приразломных участках и оперяющих трещинах фиксируют-

ся зоны смятия и дробления известняков, в которых формируются кальцитовые жилы и полости гидротермального растворения, содержащие кристаллы исландского шпата.

Саркисашенское шпатоносное (кальцитоносное) поле включает три проявления: Гядук, Еоку и Баги–Глук. Ниже приводится их характеристика, основанная на проработке фондовых материалов и публикаций (Геология СССР, 1976: Мамедов, 1963), собственных геологических исследований (Мандалян и др., 1998: Хачанов и др., 2000) и анализе результатов ревизионного опробования, проведенного Нагорно–Карабахской лабораторией Института Геологических наук НАН Армении в период 1996–2003 гг. и в 2004 г. совместно с компанией «Base Metals».

Проявление Гядук расположено в левобережье р. Марчи, в районе с. Саркисашен в юго–восточной периферийной зоне Гергерского поднятия. Минерализация развивается в нижней части толщи известняков титона мощностью 120–150 м, и пролеживается в направлении к ущелью р. Варанда. Она развивалась в составе кальцитовых жил мощностью до 0,65 м, штокверков крупнообломочного кальцита и отдельных кристаллов в трещинах напластования и пустотах. Подавляющее большинство (до 98–99 %) добытых кристаллов имело дефекты :

- замутненность, вплоть до перехода к молочной, светло–коричневой или желтовато–бурой окраске,
- неравномерная огранка кальцитовых агрегатов с частичным переходом к бесформенным очертаниям;
- почти повсеместная трещиноватость по спайности кристаллов и в других направлениях, которая при пересечении формирует структуры типа «кубика–рубика»;
- широкое развитие свиелей, двойников, непрозрачных кальцитовых швов, а также газовых пустот.

Отметим также, что перечисленные дефекты кристаллов часто развиты в сочетаниях, и лишь в небольших участках кристаллов обособляются зоны (0,5–2,5 см) прозрачного кальцита с умеренной трещиноватостью и двупреломляющими свойствами. Причины невысокого качества минерализации участка Гядук обусловлены главным образом отсутствием больших карстовых пустот, как свободных пространств для кристаллизации из растворов хорошо ограненных кристаллов кальцита с высокими оптическими свойствами. На низкое качество добытых кристаллов влияли также условия поверхностных (3–4 м) или верхних частей кальцитоносной зоны. Это сезонная смена температур и атмосферные осадки, просачивающиеся в карбонатную толщу и в комплексе вызывающие трещиноватость по спайности и в других направлениях кристаллов. Необходимо подчеркнуть, что поисково–разведочные работы, осуществленные в 1961–1962 гг. Азгео-

луправлением на всех объектах исландского шпата, проводились с применением взрывных работ, что имело пагубное воздействие на кристаллы с возникновением обильной трещиноватости, делающей их дефектными, «... Мы сами портили кристаллы во время производства буро-взрывных работ» (Мамедов, 1963, с. 161).

Подытоживая данные по участку Гядук, можно прийти к заключению о его бесперспективности в отношении добычи оптического кальцита (исландского шпата). Одновременно проявление Гядук представляет практический интерес в качестве извлечения технического (товарного) кальцита.

Проявление Еоку. Расположено в 1,3 км к юг — юго-востоку от с. Саркисашен. Минерализация здесь развита в слабо преобразованных известняках титона и приурочена к продолжению осевой части антиклинальной складки участка Баги-Глух, разбитой сетью трещин. Это массивные известняки, побурелые, или розовато-желтые от низкотемпературных преобразований — частичной перекристаллизации, лимонитизации, редко гематитизации. Весьма благоприятным фактором минерализации здесь является наличие в известняковом массиве подземных полостей, в которых минерализация шпата достигает ощутимых размеров. Кристаллосырье здесь выше по качеству, чем на предыдущем проявлении. Оно светлее, вплоть до полной прозрачности, лучше огранено и лишь трещиноватость и мелкая блочность снижают его качество (рис. 3.15). Из выработок, пройденных в 2004 г., были извлечены кристаллы с удовлетворительными оптическими свойствами.

Изложенные обстоятельства и геологические особенности позволяют предполагать, что на глубине участок Еоку представляет интерес — как с позиций наличия товарного (технического) кальцита, так и оптического сырья, что может быть подтверждено проходкой новых горных выработок.

Проявление Баги-Глух расположено у северо-восточной окраины с. Саркисашен, на вершине одноименной горы, на правом борту р. Марчи. Шпатоносная зона приурочена к оси антиклинальной складки северо-западного направления, сложенной известняками титона (рис. 3.16).

Мощность шпатоносной толщи — 25–50 м, протяженность — 120–150 м, но, исходя из геологической обстановки, можно предполагать, что, сужаясь, она продолжается в запад — юго-западном направле-



Рис. 3.15. Кристалл исландского шпата (проявление Еоку)



Рис. 3.16. Кровля известняков титона на участке Баги–Глух

нии. Как и на проявлении Еоку, минерализация здесь приурочена к зонам дробления и пустотам гидротермального карста. Кальцитовая минерализация Баги–Глух весьма обильна, с наличием большого количества прозрачных и хорошо ограненных кристаллов. Заслуживают также внимания западная и юго-западная периферии, в которых шпатоносные известняки титона перекрываются аргиллитами и мергелями альба. По всей вероятности, последние являлись своеобразной покрывкой или экраном, снижающим воздействие внешней среды. Таким образом, истинные параметры проявления Баги–Глух могут оказаться выше принятых. В целом оба проявления относятся к мономинеральному кальцитовому типу и развиты в разной степени дислоцированных карбонатных породах — в зонах повышенной проницаемости, созданных тектоническим дроблением и древними проявлениями карста как вадозного, так и гидротермального характера. Его аналоги известны по месторождениям Северного Кавказа, Тянь-Шаня, Саян, Восточной Сибири, Тувы, Китая, Австралии. В руководствах по исландскому шпату считается, что по качеству и запасам этот тип минерализации значительно уступает месторождениям, залегающим в вулканических сериях, однако порой он содержит оптическое сырье самого высокого качества (Киевленко, 1974).

За последние десятилетия, в связи с резким возрастанием потребности в этом дефицитном сырье, произошел ряд изменений и в оценке исландского шпата. Принятые до этого жесткие требования к нему сменились возможностью использования кристаллов с некоторыми природными дефектами. Разработанные Санкт-Петербургским горным институтом и Оптико-механическим заводом методы удаления дефектов значительно подняли оценку кристаллов, ранее относимых ко II и III сортам, и сделали пригодными часть кристаллов, считавшихся некачественными (Скропышев, 1974). По существу, это означает определенную переоценку прежде разведанных и законсервированных шпатоносных полей. А в 90-е годы минувшего века определились возможности использования порошка забракованных кристаллов в смеси с рядом компонентов в производстве материалов экологического назначения, включая вяжущие вещества для упаковки контейнеров с токсичным содержанием. Возвращаясь к оценке верхнеюрской шпатоносной полосы Мартунинского синклинория, отметим необходимость использования ряда поисковых критериев, в том числе: 1) выявление зон дробления и деформаций известняков, а также раздувов и утолщений, приуроченных к сводовым частям антиклинальных складок; 2) наличие жил альпийского типа и развитие в известняках Т-доломитизации; 3) выявление участков «размягчения» известняков в связи развитием вторичных глинистых процессов (консервирующих глин); 4) выявление в карбонатных толщах древнего карста гидротермального или вадозного происхождения, как возможногоместилища минерализации.

В целом Саркисашен-Цакурское кальцитоносное поле можно считать перспективным для выявления промышленных месторождений оптического кальцита.

Наряду с традиционными методами поисков исландского шпата, интерес представляет использование минералого-геохимических, в частности, кальцитометрических методов. Известно, что кальцит, как и большинство минералов, является потенциальным источником геологической информации, так как способен фиксировать и аккумулировать изменения физико-химических условий минералообразования. В связи с этим использование элементов-примесей в минералах для выявления геохимических аномалий и их последующей оценки позволяет считать данное направление поисковой геохимии весьма перспективным (Григорян и др., 1997).

Геохимические свойства кальцита (или его типохимизм) обусловлены возможностями изоморфных замещений в нем кальция рядом типоморфных элементов, прежде всего стронцием и барием (Бурнов и др., 1962; Oosteron, 1966; Воробьев и др., 1971; Браунлоу, 1984). Изоморфная емкость кальцитов относительно этих элементов значительна, и их содержания могут варьировать в весьма широких пределах. Вхождение стронция и бария в структуру кальцита регули-

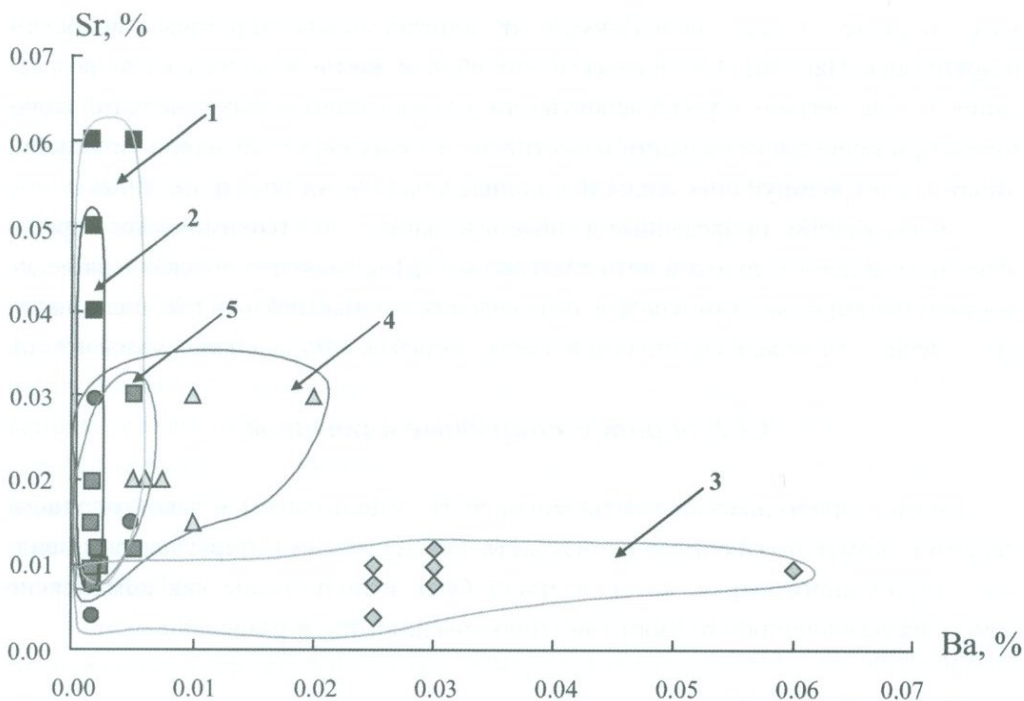


Рис. 3.17. Диаграмма Sr–Ba состава в кальцитах

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1–2 – кальциты группы проявлений: 1 – Мюришенской; 2 – Саркисашен–Цакурской; 3 – тефриты и трахибазальты Мюришенской группы проявлений; 4–5 – известняки: 4 – Саркисашенской группы; 5 – Цакурского месторождения.

руется определенными параметрами породообразующих систем (Oosteron, 1966: Воробьев и др., 1971: Воробьев, 1973). Следовательно, разные генетические типы месторождений различаются по содержанию этих элементов в кальцитах (Воробьев и др., 1977: Мандалян и др., 1998: Хачанов и др., 1999). На диаграмме Sr–Ba (рис. 3.17) кальциты обоих генетических типов, занимая наложенные поля, в то же время достаточно четко различаются. Так, кальциты I генетического (вулканогенного) типа резко отличаются геохимической спецификой — более высокими содержаниями бария, при идентичных (в целом) с кальцитами II (карбонатной) группы концентрациях стронция, в них же отмечаются и более высокие мультипликативные значения Sr–Ba (рис. 3.17).

Отмечается четкий тренд уменьшения интенсивности ореолов Sr–Ba по направлению от многокамерных жеод, «гнезд» (Мюришен) к жилам и жильным зо-

нам (Мюришен, Саркисашен–Цакури), и гидротермально–карстовым полостям (Саркисашен–Цакури). Так, в известняках вблизи жил и жильных узлов возрастание Sr и Ba связано, по всей вероятности, с появлением новых генераций кальцитов при перекристаллизации известняков в зонах структур макро– и мезобудинажа, контролирующих жилы и жильные узлы (Резницкий и др., 1972).

Таким образом, приведенные данные показывают, что геохимическое опробование (в комплексе с другими методами) весьма эффективно при поисках и разведке месторождений исландского шпата, позволяющее устанавливать, в том числе, наличие «слепых» минерализованных тел (гнезд, погребов, жил, жильных узлов и т. д.).

3.2.2. Барит и природные пигменты

Барит и природные пигменты могут быть использованы в лакокрасочном, керамическом и других видах производств. Представляют интерес две разновидности природного сырья, которые могут быть использованы как комплексно (ввиду их назначения и близости местоположения), так и отдельно.

Месторождения барита

В пределах Нагорно–Карабахской Республики известны Мецкишлакское и Тонашенское барит–полиметаллические месторождения. Их геологическая позиция, структура, минеральный состав, содержание и запасы барита рассмотрены в разделе 3.1.1.

Сырье относится к I сорту и по качеству барита месторождения являются одними из лучших на Южном Кавказе и отвечают требованиям для использования как в литопонной, так и нефтяной промышленности.

Отметим следующие перспективные возможности использования барита в НКР:

- Лакокрасочное производство — получение белых, цветных, силикатно–защитных и типографских красок. Расход барита от 10 до 80% от общей массы готового продукта.
- Индустрия бурения, главным образом, получение растворов для глубокого бурения (нефтяные и газодобывающие скважины).
- Стекольное производство — в качестве добавки в стекломассу для ее гомогенизации и придания стеклу блеска.
- Производство гидравлического (устойчивого в воде) бариевого цемента.
- Получение смесей для кафельных плиток, беложгущихся тяжелых глиняных изделий, производство сургуча и мыла.
- Изготовление зеленых ракет, сигнальных огней и капсулей детонаторов.
- Получение инсекциотида для сельского хозяйства.

Дрмбонское проявление природных пигментов

Некоторые виды минералов и пород после обработки (помола, промывки) могут быть использованы в качестве красителей. Обычно к этому сырью предъявляются следующие требования: наличие соответствующей окраски, хорошая покрывающая и поглощающая способность, нейтральное поведение в воде, отсутствие растворимых в воде солей, а также устойчивость к свету.

Дрмбонское проявление природных пигментов расположено в 0,2 км к северу от с. Дрмбон. Минеральные краски приурочены к песчано-глинистым образованиям бата, преобразованным в результате контактового воздействия интрузивных тел (кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты) с формированием заохренных (гематит, лимонит) зон. По данным 14 проб (1974 г.), содержание в них Fe_2O_3 находится в пределах 9,1–14,8%, а технологические показатели (маслоемкость, укрывистость, удельный вес и реакция водной вытяжки) удовлетворительны. Прогнозные ресурсы кондиционного сырья составляют 1,312 т.

Минеральные пигментные краски могут найти применение в лакокрасочном производстве и строительной индустрии (изготовление цветных цементов и кирпичей, отделочные работы), а также в фарфорово-фаянсовом производстве. В связи с этим отметим также возможности получения белых красок — цинковых и свинцовых белил — на базе руд Мехманинского месторождения. Вопрос этот требует специального изучения. Судя по имеющейся информации, заслуживают внимания не только гидротермально измененные породы и руды Мехманы и Дрмбона, но и верхнеюрские — меловые осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, содержащие глауконит, селадонит, монтмориллонитовые глины с обильными гидроокислами железа.

3.2.3. Глинистое сырье

Поисковые и поисково-оценочные работы на глинистое сырье в НКР проводились Азгеолуправлением в 1937–1989 гг. (со значительными перерывами), по результатам которых выявлен и детально разведан ряд перспективных месторождений.

Краткая геологическая характеристика месторождений

Аскеранское месторождение расположено в 1,5–2 км к СВ от с. Нахичеваник, в 6,3 км к ЮВ от г. Аскеран. Оно приурочено к Мартунинскому синклинию и Агдамскому антиклинию Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны Малого Кавказа.

Полезная толща сложена делювиально–пролювиальными отложениями антропогена, представленными суглинками желтовато–серого цвета, довольно плотными, вязкими во влажном состоянии. Параметры месторождения — $1 \times 0,5$ км, площадь — $0,5$ км². Подсчитанные Азгеолуправлением запасы составляют 2,25 млн. м³. Соотношение вскрыши к объему полезной толщи 1:9.

Необходимо отметить, что при подсчете запасов учитывалась вскрытая шурфами мощность в 4,5 м, фактическая же мощность, по нашим наблюдениям, составляет не менее 15 м, что подтверждается и литературными данными (Шихалибейли, 1966). Таким образом, *реальные запасы Аскеранского месторождения суглинков должны быть значительно выше утвержденных.*

Хнапатское месторождение глин расположено в 1,5 км к ЮВ от с. Хнапат Аскеранского района, разведано Азгеолуправлением в 1970 году. Площадь месторождения 70 км², мощность полезной толщи, состоящей из глин и суглинков, составляет 3,5 м. Сырье полностью удовлетворяет предъявляемым требованиям для получения строительного кирпича и кровельной черепицы. Запасы глин утверждены в ГКЗ СССР в 1972 году в количестве 259,9 тыс. м³.

Храмортское месторождение находится в 1 км к ЮВ от с. Храморт, в 5,2 км к СЗ от г. Аскеран. Приурочено также к Мартунинскому синклинию и Агдамскому антиклинорию. Полезная толща представлена аллювиально–пролювиальными отложениями (суглинки) верхнечетвертичного возраста. Площадь участка $0,5$ км². Мощность залежи в выработках составляет 4,5 м. Запасы по категории С₂ — 2,23 млн. м³. Соотношение вскрыши и объема полезной толщи 1:9.

Мартунинское месторождение состоит из двух участков: Мартуни–I, расположенного в 1,5 км к западу, и Мартуни–II, находящегося в 1,5 км к ЮВ от г. Мартуни, на правом берегу р. Хонашен.

В геологическом строении месторождения принимают участие аллювиально–делювиальные отложения антропогенного возраста, представленные глинами, суглинками (полезная толща), перекрытыми почвенно–растительным слоем мощностью 0,2 м., грунтовые воды на месторождении залегают на глубине 12 м от поверхности. Мощность полезной толщи участка Мартуни–I — 2–6 м, Мартуни–II — 4,7–5 м, из коих нижний горизонт (1,5–5 м) является качественным (глина светло–желтого цвета, жирная, вязкая, плотная), а верхние 1,5 м содержат известковые включения размером 3–5 см. Запасы по категории А₂ и С₁ — 275000 м³. Соотношение объема вскрыши и объема полезной толщи 1:39.

Лисагорское месторождение расположено в 700–800 м к западу от с. Лисагор Шушинского района и приурочено к Шушинскому прогибу (Шихалибейли, 1966). Длина участка — 970 м, ширина — 400 м, площадь — около $0,4$ км². Полезная

толща здесь сложена аллювиально–пролювиальными отложениями, представленными суглинками от желтовато–бурого до светло–желтого цветов, вязкими во влажном состоянии. Мощность толщи варьирует от 1,9 до 3,1 м, в среднем — 2,5 м. Запасы месторождения по категории C_2 составляют — около 970000 м³. Соотношение объема вскрыши к полезной толще 1:4.

На всех представленных месторождениях горно–технические и транспортно–экономические условия (близость областного центра, отсутствие грунтовых вод, по крайней мере, в верхних, рекомендуемых к разработке частях разрезов полезной толщи) позволяют вести эксплуатацию открытым карьерным способом.

Помимо вышеописанных месторождений, качественная характеристика которых будет приведена ниже, в предыдущие годы поисковые и поисково–оценочные исследования на глинистое сырье выполнялись Азгеолуправлением и на других объектах.

Мартакертское месторождение. Месторождение расположено в 7 км к востоку от г. Мартакерт. Суглинки вскрыты под почвенным слоем (0,3–0,5 м) и опробованы до глубины 5 м, но мощность их превышает 10 м. Подсчитанные по категории C_2 запасы составляют 3,8 млн. м³. Проведены физико–механические и физико–химические лабораторные исследования, показавшие, что суглинки могут быть использованы в качестве сырья для производства кирпича марки «140», а также кровельной черепицы.

Гадрутское месторождение расположено в районе с. Тог, в 9 км к С–СЗ от г. Гадрут, на левобережье р. Ишханагет. Полезная толща (глины, суглинки) мощностью от 1,8 до 4,8 м, в среднем 3,2 м, локализована в аллювиальных отложениях антропогенного возраста. Запасы по категории A_2 равны 184 тыс. м³, B — 88 тыс. м³, C_1 — 189 тыс. м³.

Глины Гадрутского месторождения серо–бурого цвета, легкоплавкие, по пластичности относятся к глинам I и II классов. Лабораторными и полузаводскими испытаниями установлено, что сырье требует отощателя. В целом глины Гадрутского месторождения отвечают требованиям строительного кирпича марки «100» и глиняной черепицы.

По условиям залегания и технологическим свойствам объект относится к I группе месторождений твердых полезных ископаемых (Классификации запасов..., 1998), месторождение может разрабатываться открытым способом. Прирост запасов возможен за счет расширения площади в юго–западном направлении.

Качественная характеристика глинистого сырья

Для изучения качества глинисто–суглинистых отложений на всех вышеописанных месторождениях, за исключением Мартакертского и Гадрутского, НКГЛ в 1996–2000 г. г были проведены следующие исследования:

— Лабораторные исследования вещественного состава сырья (гранулометрия, инородные включения, глинистые и неглинистые минералы, химизм, органическое вещество). Дезинтеграция проб на минеральные и гранулярные фракции и раздельное их исследование проводились в лабораторных условиях по методике упрощенного отмучивания (Викулова, 1957; Петросов, 1983). Для определения глинистых минералов, степени их гидратации, а также термической характеристики применялся термический анализ.

— Лабораторные керамико–технологические исследования глинистого сырья (пластичность, водопоглощение, спекаемость, предел прочности и т. д.) проводились в аккредитованной испытательной лаборатории Государственного Унитарного предприятия Конструкторско–технологического бюро (ГУП КТБ) «Мосоргстройматериалы» в соответствии с ОСТ 21–78–88 «Сырье глинистое (горные породы) для производства керамических кирпичей и камней», ГОСТ 21216–93 «Сырье глинистое. Методы анализа», ГОСТ 9169–75 «Сырье глинистое для керамической промышленности. Классификация». Глинистое сырье оценивалось по основным химическим составляющим и показателям технологических свойств. В воздушно–сухом состоянии цвет глин и суглинков от светло–желтого до светло–коричневого (табл. 3.4). Структура глинистых пород обломочная, лептопелитовая, мегапелитовая, алевролитовая; текстура плотная, лишь в пределах Мартунинского–I месторождения рыхлая. В суглинках Лисагорского месторождения присутствуют редкие включения тонкозернистых песчаников. При действии соляной кислотой происходит бурное вскипание, что объясняется включениями зерен известняков.

Таблица 3.4

Макроскопическое описание глинистого сырья

Месторождение	Цвет в воздушно–сухом состоянии	Текстура	Засоренность крупными включениями	Действие соляной кислотой
Храморт	желтовато–серый	плотная	Нет	бурное вскипание
Аскеран	желтовато–серый	плотная	Нет	бурное вскипание
Мартуни–I	светло–коричневый	Рыхлая	Нет	бурное вскипание
Мартуни–II	светло–желтый	плотная	Нет	бурное вскипание
Лисагор	желтовато–серый	плотная	редкие включения тонкозернистых песчаников	слабое вскипание

По степени засоренности глинистое сырье месторождений относится к категории с низким содержанием природных включений (табл. 3.5).

Таблица 3.5

Степень засоренности глинистого сырья природными включениями

Остаток на сите с размером отверстий, %%					Описание общего остатка на сите 0,5 мм	Классификация по содержанию крупно- зернистых включений
0,5 мм	1 мм	2 мм	3 мм	5 мм		
0,26–0,3	—	—	—	—	кварцевый песок, обломочные породы	с низким содержанием включений

По гранулометрическому составу глинистое сырье всех месторождений, за исключением Лисагорского, относится к группе низкодисперсных (табл. 3.6).

Иммерсионным методом в глинистых породах установлены измененные полевые шпаты (26–39 %), вулканическое стекло (4–30 % легкой фракции), плагиоклазы (26–39 %), кварц (2,5–4 %), гидроокислы железа — магнетит, лимонит, гематит (37–52 % тяжелой фракции), а также авгит (10–21 %), гиперстен (6–15%), биотит (1–1,5 %), роговая обманка (3–5%), циркон (2–3 %), разложенные зерна пород (67–86% легкой фракции).

Породообразующими минералами глин являются монтмориллонит, хлорит, гидрослюды, примеси кварца. Термограммы образцов глинистого сырья Аскеранского, Храмортского, Мартунинских I и II и Лисагорского месторождений характеризуются тремя эндоэффектами и одним экзоэффектом (рис. 3.18). Первый эндоэффект с максимумом 110–130° протекал весьма слабо, что указывает на ничтожное содержание низкотемпературной воды. Второй и третий — с максимумами 550–600° и 800–905° соответственно подчеркивают присутствие во всех образцах в качестве основного компонента гидрослюды и монтмориллонита. Растянутый же экзоэффект при температуре 350° в образцах Лисагорского месторождения со всей очевидностью указывает на присутствие примеси хлорита.

Таким образом, состав глин всех изученных месторождений монтмориллонит-гидрослюдистый, за исключением Лисагорского, в котором состав монтмориллонит-гидрослюдисто-хлоритовый.

Количественное содержание основных химических составляющих глинистого сырья определялось по диоксиду кремния, в том числе свободного кремнезема, оксидов Al, Fe, Ca, Mg, K и Na, суммы соединений серы в пересчете на SO₃ (табл. 3.7), а также по содержанию водорастворимых солей (табл. 3.8).

Гранулометрический состав глинистого сырья

Месторождения	Процентное содержание частиц размером, мм					Содержание частиц (%), размером		Классификация по содержанию тонкодисперсных фракций (группы)
	1-0,06	0,06-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	< 0,001	<10мкм	< 1мкм	низкодисперсных
Аскеранское	3,71	21,81	18,09	25,92	30,47	69,53	30,47	– “ –
Храмортское	4,17	22,51	19,33	24,87	31,12	69,88	30,12	– “ –
Мартунинское-I	1,38	31,08	15,28	20,33	31,93	68,07	31,93	– “ –
Мартунинское-II	3,58	26,01	18,81	24,63	26,97	73,04	26,97	– “ –
Лисогорское	5,09	28,62	23,55	27,39	15,35	84,65	15,35	среднедисперсных

Таблица 3.7

Химический состав глинистого сырья

Месторождения	П.п.п.	Содержание свободных оксидов, %							Содержание свободного кварца
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	R ₂ O	
Аскеранское	3,18	43,57	7,79; 8,36*	10,02; 10,23*	14,46	2,74	0,36	3,00	16,32
Храмортское	3,4	47,65	10,21; 10,82*	9,14; 9,35*	10,42	3,12	0,28	3,10	17,85
Мартунинское-I	11,72	50,46	15,62; 17,71*	5,56; 6,42*	10,66	2,41	0,38	2,65	18,90
Мартунинское- II	11,89	47,23	15,33; 17,45*	3,96; 4,65*	11,44	3,04	0,16	2,29	17,69
Лисогорское	6,85	56,61	15,22; 16,44*	8,92; 9,36*	1,89	2,03	0,05	3,00	21,20

Как видно из таблицы 3.7, в соответствии с ГОСТ-ом по результатам химического анализа глинистое сырье изученных месторождений относится к следующим группам:

- по содержанию Al_2O_3 в прокаленном состоянии пробы Мартунинских и Лисагорского месторождений относятся к группе полукислых (16,44–17,71 %), а Аскеранского и Храмортского — кислых (8,36–10,82 %);
- по содержанию красящих оксидов глинистое сырье всех месторождений в прокаленном состоянии относится к группе с высоким содержанием $Fe_2O_3 = 4,65$ –10,23 %.

Таблица 3.8

Содержание водорастворимых солей в глинистом сырье

Месторождения	pH	Содержание водорастворимых ионов в водной вытяжке, в мг-экв. на 100г глины				Суммарное содержание водорастворимых ионов, в мг-экв. на 100 г глины	Нормы ГОСТ 9169–75, в мг-экв. на 100г глины
		Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻		
Аскеранское	6, 7	1,96	1, 20	0,70	0, 46	3,12	< 10 — глины с низким содержанием
Храмортское	6,6	0,20	6, 60	0,51	14, 39	25,1	> 10 — глины с высоким содержанием
Мартунинское-I	7,2	6,20	5, 13	0,094	5, 68	11, 974	> 10 — глины с высоким содержанием
Мартунинское- II	6,6	4,68	3, 32	0,62	4, 96	10, 26	> 10 — глины с высоким содержанием
Лисагорское	7,4	11,57	9, 64	0,64	6, 32	18, 53	> 10 — глины с высоким содержанием

По содержанию диоксида кремния, в том числе свободного кремнезема, глинистое сырье всех изученных месторождений отвечает требованиям ОСТ 21–78–88 и относится к группе с высоким содержанием (содержание $SiO_2 = 43, 57$ –56, 61%, свободного кварца — 16,32–21,20%).

По содержанию водорастворимых солей (табл. 3.8) пробы глинистого сырья всех месторождений относятся к группе с высоким содержанием (в 100г глины 10,26–25,10 мг-экв.), за исключением Аскеранского месторождения (3,12 мг-экв.).

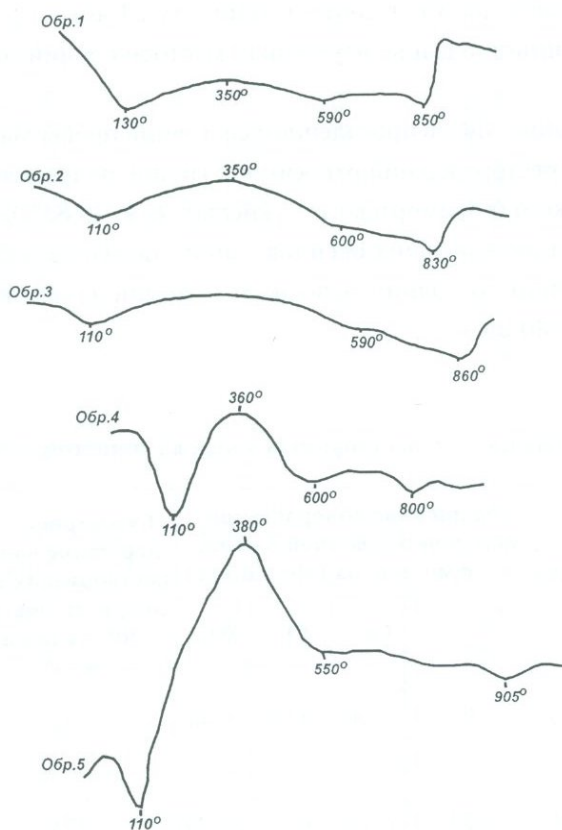


Рис. 3.18. Термограммы образцов глинистого сырья

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: Месторождения: Обр.1 – Аскеранское; обр. 2 – Храмортское; обр. 3 – Лисагорское; обр. 4 – Мартунинское-I; обр. 5 – Мартунинское-II.

По содержанию остальных химических составляющих глинистое сырье всех месторождений отвечает требованиям ОСТ-21-78-88.

Технологические свойства оценивались по показателям пластичности, коэффициенту чувствительности к сушке, усадке, спекаемости, механической прочности. Согласно результатам испытаний, приведенным в таблицах 3.8–3.11, глины относятся к следующим группам:

По пластичности (табл. 3.9) — к группе умеренно-пластичных (число пластичности 9,6–14,8), за исключением глин Аскеранского месторождения, относящихся к группе среднепластичных глин (число пластичности 15,1).

Таблица 3.9

Результаты определения пластичности

Месторождения	Влажность глины, %				Число пластичности		Классификация по пластичности
	граница текучести		граница раскатывания		пределы частных	среднее	
	пределы частных	среднее	пределы частных	среднее			
Аскеранское (12)	32,6–34,8	33,5	17,8–20,1	18,9	14,2–16,3	15,1	средне-пластичные
Храмортское (9)	32,8–33,8	33,3	18,0–19,7	18,8	14,1–16,0	14,8	умеренно-пластичные
Мартунинское-I (2)	29,1	29,1	19,4–19,6	19,5	9,5–9,7	9,6	умеренно-пластичные
Мартунинское-II (4)	30,9–33,4	32,4	18,5–20,6	19,5	11,9–14,0	12,9	умеренно-пластичные
Лисагорское (6)	28,1–32,8	31,2	19,1–21,8	20,5	9,3–12,4	11,0	умеренно-пластичные

Примечание: Здесь и в следующих таблицах в скобках — количество анализов

Коэффициент чувствительности к сухке определялся только для глин Мартунинского-I месторождения. Как видно из таблицы 3.10, глины по этому показателю относятся к группе малочувствительных ($K_{\text{чувств.}} = 0,85$) по классификации З. И. Носовой.

Таблица 3.10

Результаты определения коэффициента чувствительности глин Мартунинского-I месторождения к сухке

№№ обр.	Вес образца, г		Объем образца, см ³		Коэффициент чувствительности глин к сухке		Характеристика по классификации З. И. Носовой
	свежесформованный	сухой	свежесформованный	сухой	частный	средний	
1	53,80	43,62	27,80	22,53	0,87	0,85	группа малочувствительных
2	53,65	43,58	27,71	22,57	0,85		
3	54,70	44,60	28,09	22,90	0,86		
4	53,90	43,78	27,80	22,70	0,83		
5	52,45	42,55	27,13	22,16	0,83		

По механической прочности образцов на изгиб в сухом состоянии (табл. 3.11) глины всех изученных месторождений относятся к группе с умеренной механической прочностью (P варьирует от 4,6 до 5,5 МПа).

Спекаемость глинистого сырья определялась по образцам, обожженным при температуре 950°С (Мартунинские месторождения), 1000°С (Аскеранское, Храморское, Мартунинское-I и Лисагорское месторождения), 1050°С и 1100°С (Мартунинское-I месторождение). Воздушная усадка образцов находится в пределах 6–8%, огневая — 1–2,5%, общая — 7–9,7%. Водопоглощение варьирует от 13 до 18,65%, кажущаяся плотность — 1,79–1,9 г/см³ (табл. 3.12). В таблицах 3.11 и 3.12 в скобках указано количество определений.

Таким образом, по результатам полных лабораторных керамико-технологических исследований, качество глинистого сырья месторождений Аскеран, Храмонт, Мартуни и Лисагор по всем показателям соответствует существующим стандартам.

Необходимо отметить, что на обожженных изделиях из глин (за исключением Лисагорских) отмечаются белые налеты (табл. 3.12), вызванные завышенным содержанием в глинистом сырье водорастворимых солей и оксидов кальция и магния. Для производства кирпича из глин такого состава весьма эффективно введение в глиномассу соединений бария, в частности, углекислого бария BaCO_3 , который, вступая во взаимодействие с растворимыми солями, образует нерастворимые в воде сернокислый барий и углекислый кальций, последние устраняют высолы на поверхности сырца при его сушке для обеспечения необходимой интенсивности и полноты протекания в водной среде химических реакций. Нерастворимый в воде углекислый барий, вводимый в глиномассу, должен иметь максимально высокую дисперсность — 0,21 мкм.

Резюмируя сведения о глинистом сырье, отметим, что исследования, предшествующие промышленному освоению глинистого кирпично-черепичного сырья, обычно проводятся в три стадии:

- изучение вещественного состава глин (гранулометрия, петрография, минералогия, химизм)
- изучение технологических (керамических) свойств сырья на лабораторном уровне (пластичность, водопоглощение, усадка, предел прочности и др.);
- изучение технологических (керамических) свойств сырья на полужаводском уровне.

В соответствии с требованиями ГОСТ-ов во время детальной разведки месторождения должны быть проведены все указанные исследования, однако, как свидетельствуют геологические данные, Азгеолуправление выполняло их не в полном объеме. По существу выполнялись лишь работы первой стадии, результаты которых приводятся в соответствующих материалах.

Таблица 3.11

Механическая прочность образцов глинистого сырья

Месторождения	Т° обжига, °С	Предел прочности, МПа				Цвет образцов	Внешний вид образцов
		при сжатии		при изгибе			
		разброс	среднее	разброс	среднее		
Аскеранское	980°	35,4 – 40,3 (2)	37,9	16,7 – 17,7 (2) сухие 4,7 – 4,9 (2)	17,2 4,8	бежевый	белый налет
Храмортское	980°	41,9 – 42,1 (2)	42,0	18,4 – 19,7 (2) сухие 5,3 – 5,5 (2)	19,0 5,4	– “ –	– “ –
Мартунинское-I	980°	28,1 – 34, 0 (4)	31,2	18,0 – 20,6 (5)	19,6	– “ –	– “ –
	1000°	30,4 – 40,1 (4)	36,1	14,3 – 17,6 (5)	15,5	– “ –	– “ –
	1050°	29,3 – 42,2 (4)	35,8	15,6 – 18,5 (5)	16,6	светло-бежевый	– “ –
	1100°	36,8 – 55,3 (5)	47,8	20,4 – 26,3 (3) сухие 4,1 – 4,9 (5)	22,7 4,6	– “ –	– “ –
Мартунинское- II	940°	32,5 – 36,0 (4)	33,9	20,8 – 21,8 (4) сухие 4,7 – 5,2 (2)	21,3 4,9	бежевый	– “ –
Лисогорское	980°	40,2 – 46,9 (3)	43,8	18,9 – 20,6 (3) сухие 5,4 – 5,7 (3)	19,7 5,5	– “ –	

Таблица 3.12

Результаты определения интервала обжига образцов глинистого сырья

Месторо- ждение	Т°, °С	Усадка, %						Водопоглощение, %		Плотность, г/см ³	
		воздушная		огневая		общая		пределы	среднее	пределы	среднее
		пределы	среднее	пределы	среднее	пределы	среднее				
Аскеранское	980°	6,0-7,0 (2)	6,5	1,0	1,0	7,0 – 8,0	7,5	16,8-19,1	17,95	1,79-1,80	1,79
Храмортское	980°	6,0 (2)	6,0	1,0	1,0	7,0	7,0	17,8-19,5	18,65	1,79-1,80	1,79
Мартуни – I	950°	7,2-8,0 (5)	7,7	0,8-1,2	1,0	8,2 – 9,0	8,7	16,4-16,8	16,6	1,80-1,81	1,80
	1000°	7,4-8,0 (5)	7,6	0,9-1,6	1,2	8,3 – 9,6	8,8	16,7-17,4	17,0	1,78-1,80	1,79
	1080°	7,0-7,8 (5)	7,3	0,9-2,0	1,3	8,1 – 9,8	8,6	16,6-17,3	16,9	1,79-1,80	1,80
	1100°	6,4-7,9 (5)	7,2	1,8-2,7	2,5	9,1 – 10,2	9,7	11,8-15,4	13,0	1,89-1,90	1,90
Мартуни – II	940°	8,0 (4)	8,0	1,0	1,0	9,0	9,0	15,1-16,8	16,2	1,80-1,91	1,85
Лисогорское	980°	6,0-7,0 (4)	6,5	1,0	1,0	7,0 – 8,0	7,5	12,8-16,5	15,3	1,78-1,80	1,79

Нагорно–Карабахской геологической лабораторией в 1996–2000 гг. проведен полный цикл исследований (в соответствующих лабораториях Института геологических наук НАН Армении, и как, было сказано выше, в лаборатории ГУП КТБ «Мосоргстройматериалы») глинистого сырья Лисагорского, Аскеранского, Храморского, Мартунинского месторождений, результаты которых выявили их соответствие существующим стандартам.

3.2.4. Гипс, ангидрит и гажга (глиногипс)

Поисковые работы на гипс и гажгу проводились на территории Шаумянского и Мартакертского районов в 1958–1988 годах (с перерывами).

Гипсоносные отложения Шаумянского района приурочены к вулканогенно–осадочным породам кимеридж–титонского возраста, участвующим в строении восточной оконечности Мравасарского антиклинория и прилегающего к нему Агджакендского прогиба, входящих в Сомхето–Карабахскую тектоно–магматическую зону Малого Кавказа (Геология СССР, 1976).

Вериншенское месторождение гипса и ангидрита расположено у одноименного села Шаумянского района. В пределах месторождения Азгеолуправлением (конец 60–х годов прошлого века) выделяются четыре гипсо–ангидритовые залежи штокообразной формы мощностью от 12 до 137 м, протягивающиеся на расстоянии 600–1000 м при ширине до 500 м. Гипс слагает верхнюю часть полезной толщи, переходя на глубине в ангидрит. Содержание гипса 86,06–96,17 %.

Качественная характеристика гипса приводится в таблицах 3.13 и 3.14 (Геология СССР, 1976).

Таблица 3.13

Химический состав гипса Вериншенского месторождения

Компоненты	Содержание (%)
SiO ₂	2, 1–2, 4
Al ₂ O ₃	0, 1–0, 45
Fe ₂ O ₃	0, 07
CaO	31, 7–33, 1
MgO	0, 3–0, 95
SO ₃	43, 25–46, 1
H ₂ O	17, 2–19, 8
CaSO ₄ · 2H ₂ O	84, 45–92, 7

Таблица 3.14

Результаты определения нормальной консистенции и сроков схватывания

Показатель	Номера проб				
	1	2	3	4	5
Нормальная густота, %	70	71	60	67	60
Начало схватывания, мин.	7	6	8	12	17
Конец схватывания, мин.	12	17	17	17	24
Время текучести, мин.	6	6	17	8	15

Гипсовый камень Вериншенского месторождения пригоден для производства всех видов вяжущих веществ, а также может употребляться в качестве добавки при производстве портландцемента. Запасы утверждены в ТКЗ в 1970 г. в количестве (в тыс. т): по категории А + В + С₁ гипса — 37043 тыс. т, ангидрита — 18711 тыс. т, по категории С₂ гипса — 3300 тыс. т. Месторождение эксплуатировалось.

Поисковые работы на гажу на территории Мартакертского района проведены Азгеолуправлением. Наличие здесь гипсового сырья промышленного значения связывается с аллювиально-пролювиальными отложениями антропогенного возраста. По мнению исследователей, коренные отложения (юрские, меловые) практического интереса не представляют.

В районе гор. Мартакерт разведано два месторождения: Мартакертское-I, расположенное у северо-восточной окраины города, и Мартакертское-II — находится в 5–6 км к СВ от гор. Мартакерт. Гажевый слой мощностью от 0,4 до 0,8 м, реже 1, 2 м, залегает на аллювиально-пролювиальных галечниках и суглинках четвертичного возраста и принадлежит конусу выноса р. Тартар. Гажа местами выходит на поверхность или залегает под слоем почвы мощностью не более 0,5 м. (табл. 3.15).

Таблица 3.15

Химический состав гажы Мартакертских месторождений

Месторождение	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	Σ
Мартакертское-I	14, 59	3, 75	1, 95	27, 05	0, 83	31, 19	79, 36
Мартакертское -II	30, 28	9, 08	4, 22	20, 20	1, 81	15, 96	81, 85

Содержание двуводного гипса: $(\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$ — 81,2–95,0 %, плотность — 2,37 т/м³ (Мартакертское–I) и 2,44 т/м³ (Мартакертское–II). Суммарные запасы месторождений по категории С₂ составляют 200 тыс. т. Оба месторождения ранее эксплуатировались. В результате поисковых работ 1986–1988 гг., которые сопровождались многочисленными горными выработками (скважины, шурфы, канавы), выявлены четыре перспективных участка гажи.

Джрабертский–I. Расположен в 1,5 км к северо-западу от с. Джраберт Мартакертского района. Площадь участка 2,5 км². Мощность гажевой толщи не превышает 0,3–0,5 м. Содержание гипса — 75–83 %. Запасы по категории С₂ — 300 тыс. т.

Джрабертский–II. Находится в 0,8 км к юг — юго-востоку от с. Джраберт. Как и на первом участке сырье представлено гажей и локализовано в отложениях антропогена. Площадь — 1,2 км². Мощность полезной толщи варьирует от 0,4 до 1,1 м. Содержание гипса — 82–87 %. Запасы по категории С₂ — 299 тыс. т.

Айгестанский участок. Расположен на левом берегу р. Тартар, вблизи с. Айгестан. Площадь — 0,9 км². Мощность от 0,3 до 0,7 м. Содержание гипса — 81–83 %. Залежь локализована в отложениях антропогена. Запасы по категории С₂ — 162,5 тыс. т.

Сейсуланский участок. Расположен в 1,5 км к северо-западу от с. Сейсулан. Площадь участка 0,25 км². Основное сырье — гажа. Мощность от 0,2 до 0,6 м. Залежь приурочена к отложениям антропогенного возраста. Содержание гипса — 78–79 %. Запасы по категории С₂ — 100 тыс. т.

Таким образом, на всех участках гипс отсутствует, имеется только гажа, которая вполне пригодна для использования, т.е. соответствует существующим ГОСТ-ам, а суммарные запасы (на всех шести участках) составляют (по категории С₂) свыше 1 млн. т.

В целом на указанных участках гажа, скорее всего относится к переотложенному генетическому типу, приуроченному к четвертичным отложениям. При этом первоисточник гипса в деталях остается невыясненным. В этой связи приобретает смысл проведение работ по выяснению гипсоносности коренных (юрских и меловых) отложений горного обрамления разведанной площади, особенно полосы восточного склона Карабахского хребта.

3.2.5. Карбонатное сырье

В составе верхнеюрских и меловых осадочных и вулканогенно-осадочных формаций НКР карбонатные породы имеют значительную мощность (400–900 м и 500–800 м соответственно) и протяженность. Они представляют большой практический интерес в качестве неметаллического сырья многоцелевого назначе-

ния. Учет нынешних потребностей НКР в сочетании с анализом литературных данных и предварительными результатами исследований НКГЛ позволяет наметить следующие области освоения карбонатных ресурсов.

Производство цемента и других вяжущих веществ

В конце 30-х годов XX столетия для удовлетворения потребностей региона в цементе было рекомендовано *Аскеранское месторождение мергелей*, расположенное на правом берегу р. Каркар, в 1 км к юго-востоку от гор. Аскеран, которое приурочено к известняково-мергельной толще верхнего сенаона.

Запасы месторождения, утвержденные в 1939 г. ТКЗ, составили 1 600 000 т по категории А + В + С₁. На основании изучения химического состава и физико-механических свойств, а также проведения в 1939–1940 гг. ползаводских испытаний было сделано заключение о пригодности мергелей Аскеранского месторождения для получения романцемента, который применяется в строительстве в качестве лишь вяжущего вещества при изготовлении растворов для неотчетственных бетонов в малоэтажных (1–2 этажа) зданиях, а также для наружной штукатурки. Между тем в НКР есть потребность в получении портландцемента и его разновидностей, т. е. вяжущего сырья с качественно иными показателями.

Имеющиеся предпосылки позволяют наметить для этого две разновидности природного карбонатного сырья:

— верхнемеловые мергели и глинистые известняки, развитые во многих районах, в том числе в Мартунинском, Гадрутском и др.:

— кампан-маастрихтские известняки, ранее разведанные на стройматериалы и известь (Тигранакертская и Шорахпюрская группы месторождений, Шошское и Мартакертское месторождения и их обрамления и др.).

В обоих случаях требуется проведение специальных исследований по определению геологического положения, состава, химических и физико-технических свойств карбонатных пород, состава корректирующих добавок (примесей), которыми могут служить глины, песчаники, туфы, лавы, интрузивные породы. Очень важным является знание технологической схемы будущего производства портландцемента и его разновидностей, а также выбора конкретного способа их получения — мокрого, сухого или комбинированного. Каждый из них требует соответствующей сырьевой примеси. Вопрос этот требует проведения также экологической экспертизы.

Таким образом, проведение геологических исследований по выбору сырьевой базы цементного производства требует комплексного подхода, включая знание предварительных условий будущего производства, а также экологических требований.

Другие возможные области применения карбонатных пород

Изготовление кормового преципитата (в смеси с фосфором) для подкормки сельскохозяйственных животных и птиц, а также специальных известковых добавок с этой же целью. Непременным условием является малое количество примесей кремнезема в известняках, глинозема, железа, низкое содержание свинца, мышьяка (0,001–0,002 %), а фтора не более 0,02%.

Производство ныне ввозимой хлорной извести. По техническим требованиям используемые для этого известняки должны содержать: CaCO_3 — не менее 96,5 %, MgCO_3 — не более 1,7 %, Fe_2O_3 , Al_2O_3 и S — по 0,3 %, н. ост. — 0,8 %. Для этого производства гашеную известь насыщают хлором.

Получение хлористого кальция, хлора, производство кальцинированной соды. Нейтрализация сточных вод, очистка дымов и газов.

Производство известкового молока $\text{CaO}(\text{OH})_2$, получаемого путем обливания негашеной извести водой или действием пара. Используется в строительном деле, в составе эмульсии, и в бытовой химии в качестве наполнителя (мелоподобные разности известняков) при изготовлении малярных и полимерцементных растворов в лакокрасочном производстве.

Источником карбонатного сырья могут служить разведанные месторождения известняков. Для обоснования этого требуется проведение ревизионно-опробовательских работ с дальнейшим сопоставлением полученных результатов с ныне принятыми технологическими требованиями и стандартами.

3.2.6. Облицовочные и строительные камни

В пределах НКР значительным развитием пользуются разнообразные горные породы, которые могут быть использованы в качестве строительного, облицовочного и бутового материала. Из них наибольший интерес представляют карбонатные породы (известняки и мраморизованные известняки), а также интрузивные и эффузивные породы разного состава.

В данной главе приводятся общие сведения о месторождениях карбонатных и изверженных пород (местоположение, состав, запасы), а также некоторые параметры их физико-механических свойств.

3.2.6.1. Известняки и мраморизованные известняки

Эта группа пород развита на значительной части территории НКР и слагает месторождения с крупными запасами. Ниже приводим краткую характеристику некоторых из них.

Шорахпюрская группа месторождений известняка. Расположена в 8 км по прямой и в 15 км по шоссе к север — северо-западу от гор. Мартакерта. Приурочена к Нор-Гомерскому хребту (протягивается с юго-востока на северо-запад более чем на 4 км). Рельеф слабо изрезанный, высотные отметки не превышают 700–750 м. Горно-технические условия благоприятны.

Месторождения сложены мощной толщей грубослоистых и массивных известняков маастрихтского яруса, местами перекрытых четвертичными отложениями — суглинками, супесями — мощностью до 10 м. В районе месторождения известняки выступают отдельными участками и трангрессивно, часто с базальными конгломератами в основании, залегают на тонкослоистых пелитоморфных и песчанистых известняках кампана.

Шорахпюрская группа месторождений состоит из 3-х участков, расположенных в 0, 5 км друг от друга.

Шорахпюрское-I месторождение разведано в 1986–1987 гг. в качестве камня пильного. Утвержденные запасы составляют 6,4 млн. м³. Месторождение подготавливалось к промышленному освоению.

Шорахпюрское-II месторождение разведано в 1986–1987 гг. в качестве облицовочных камней. Утверждены запасы в количестве 2,1 млн. м³.

Физико-механические свойства сырья I и II участков:

Объемная масса — 1910–1980 кг/м³, в среднем — 1940 кг/м³.

Пористость — 15,69–19,91 %, в среднем — 18,10 %.

Водопоглощение — 6,0–8,33 %, в среднем — 6,10 %.

Предел прочности при сжатии, МПа:

а) в воздушно-сухом состоянии — 12,2–16,0 (среднее — 13,5):

б) в водонасыщенном состоянии — 6,9–11,1 (среднее — 8,8):

в) после замораживания — 6,8–10,4 (среднее — 8,2).

Коэффициент размягчения — 0,65.

Коэффициент морозостойкости — 0,93.

Результаты испытаний известняков I и II участков Шорахпюрского месторождения удовлетворяют требованиям ГОСТа 4001–84 «Камни стеновые из горных пород» и ГОСТа 9479–76 «Блоки из природного камня для производства облицовочных изделий».

Шорахпюрское-III месторождение разведано в 1986–1987 гг. в качестве сырья для производства извести. Утвержденные запасы составляют 2,1 млн. м³.

Химический состав известняков III участка Шорахпорского месторождения

Компоненты	Содержание, %		
	от	До	Среднее
CaO	49, 37	55, 37	54, 1
MgO	0, 25	0, 77	0, 43
Al ₂ O ₃	—	0, 65	0, 27
Fe ₂ O ₃	—	0, 74	0, 33
SiO ₂	—	2, 03	0, 59
TiO ₂	—	0, 06	0, 01
п.п.п.	39, 93	42, 70	41, 7

Как видно из таблицы 3.16, известняки месторождения сравнительно однородны и пригодны для получения строительной воздушной извести в соответствии с требованиями ГОСТа 2127-76 «Породы карбонатные для производства извести».

Подсчитанные запасы известняков на 3-х участках по категории С₂ более 25 млн. м³.

Мартакертское месторождение известняков кампанского возраста расположено на юго-восточной окраине гор. Мартакерта. Разведано в 1958 г. и в 1961-1968 гг. Азгеолуправлением. Мощность полезной толщи 46 м. Суммарные запасы месторождения, утвержденные в ТКЗ в 1968 г., составляют 41,198 млн. м³. Прирост их возможен в северо-западном и юго-восточном направлениях от разведанной площади.

Известняки могут быть пригодны в качестве стенового камня и сырья для производства извести.

Оратагское месторождение известняков (камень пыльный). Расположено в 3 км к югу (по прямой) от гор. Мартакерта. Площадь месторождения, разведанного в 1988-1989 гг. Азгеолуправлением, 3 км².

Физико-механические свойства известняка:

Объемная масса — 1,92-2,12 т/м³:

Удельный вес — 2,18-2,38 г/см³:

Пористость — 9,5-16,5 %:

Водопоглощение — 3,1-6,5 %:

Прочность в воздушно-сухом состоянии — 129,3-195,4 кгс/см²:

Прочность после замораживания — 78,6-105,3 кгс/см²:

Коэффициент водостойкости — 0,72-0,75:

Коэффициент морозостойкости — 0,71-0,73:

Известняки удовлетворяют требованиям ГОСТ-а «Камни стеновые из горных пород» и соответствуют марке — «125» и «150».

По содержанию CaCO_3 (87,7–95,55 %) известняк пригоден в качестве сырья для получения строительной извести (табл. 3.17).

Таблица 3.17

Химический состав известняков Оратагского месторождения (в %)

SiO_2	CaO	MgO	CO_2	H_2O	K_2O	Na_2O	п. п. п.
0,25–1,55 0,59	55,2–55,3 55,22	0,10–0,43 0,223	32,5–46,0 41,61	0,05–0,28 0,157	0,01–0,04 0,023	0,02–0,04 0,024	41,1–42,9 42,32

Примечание: В числителе — размах содержаний, в знаменателе — среднее содержание

Мощность полезной толщи месторождения 26 м, мощность наносов (суглинки) — 0–5 м. Запасы по категории C_1 — 56234 млн. м^3 . Соотношение объема запасов полезной толщи и объема вскрыши — 10:1.

Тигранакертская группа месторождений известняка. Состоит из трех месторождений — собственно *Тигранакертского*, *Овасарского* и *Нор-Кармираванкского*.

Известняки простираются по предгорью с незначительными перерывами почти на 10 км с падением на северо-восток ($40\text{--}50^\circ$) под углами $10\text{--}30^\circ$. Правее магистральной дороги Аскеран-Мартакерт они перекрываются мощными современными отложениями.

Тигранакертское месторождение расположено в 15 км к север — северо-востоку от гор. Аскерана. Разведано в 1950–1970-х гг. Азгеолуправлением. Месторождение сложено белыми пелитоморфными и зернистыми известняками кампана. Мощность полезной толщи 43 м. По своим физико-механическим свойствам они полностью отвечают всем нормам, предъявляемым к этому виду сырья. Запасы высококачественных известняков Тигранакертского месторождения утверждены в ГКЗ СССР (1971 г.) в качестве камня пильного в количестве более 66,6 млн. м^3 .

Овасарское месторождение известняков находится в 25 км к северу от гор. Аскерана. Разведывалось в 1961–1962 гг. с целью получения карбонатного сырья для производства цемента. Результаты исследований показали, что известняки месторождения исключительно однородны и высококачественны, и по физико-механическим показателям, и по химическому составу отвечают всем требованиям, предъявляемым к карбонатному сырью для получения портланд-цемента. Широко развитые по подножью предгорья суглинки могут служить дополнением в цементном производстве. Площадь месторождения 3 км^2 . Запасы, утвержденные в ГКЗ СССР (1963 г.), составляют 440 464 тыс. т.

Нор-Кармираванкское месторождение расположено в 1,5 км к северо-западу от одноименного села Мартакертского района, занимая высотные отметки, не превышающие 500 м. Полезная толща представлена мелоподобными известняками кампанского возраста, пригодными для получения строительного штучного камня. Площадь распространения известняков — 765000 м², мощность — 20 м. Подсчитаны прогнозные ресурсы в количестве 14,2 млн. м³.

Общие геологические запасы Тигранакертской группы месторождений известняка превышают 500 млн. м³.

Шошское месторождение известняков. Расположено в 5–6 км к юго-востоку от гор. Степанакерта, на левом берегу р. Каркар, близ дороги Степанакерт–Кармир Шука. Известняки монолитные, беловато-серого цвета. Физико-механические свойства:

Объемная масса — 2400–2740 кг/м³, в среднем 2695 кг/м³:

Удельный вес — 2,65–2,70 г/см³:

Водопоглощение — 0,57–1,22%, в среднем 0,71 %:

Прочность в воздушно-сухом состоянии — 149–840 кг/см², в ср. 410 кг/см²:

Прочность в водонасыщенном состоянии — 230–760 кг/см², в ср. 450 кг/см²:

Прочность после замораживания — 200–700 кг/см², в ср. 438 кг/см²:

Коэффициент размягчения — 0,78–1,25, в среднем 0,84.

Физико-механические свойства и химический состав известняков, в том числе и содержание CaCO₃ (табл. 3.18), удовлетворяют требованиям ГОСТа 1174–51 в качестве стеновых камней (бут) и магнезиальной извести 1 сорта.

Таблица 3.18

Химический состав известняков Шошского месторождения (%)

Компоненты	Пределы содержаний	Среднее содержание
SiO ₂	0,9 — 5,48	2,32
Al ₂ O ₃	0,22 — 1,87	0,77
Fe ₂ O ₃	0,13 — 0,6	0,42
CaO	51,0 — 55,0	52,11
MgO	0,16 — 0,70	0,46
SO ₃	0,03– 0,41	0,14
п. п. п.	41,09 — 43,28	42,02
H ₂ O	0,01 — 0,88	0,19
S	99,12 — 99,99	99,68
CaCO ₃	90,26 — 98,02	96,8

Запасы месторождения более 6 млн. м³. Соотношение объема запасов полезной толщи и объема вскрыши — 31:1.

Мартунинское месторождение известняков. Выделяются два участка: I — в 6 км к восток — северо-востоку, II — в 10 км к юг — юго-западу от гор. Мартуни.

Таблица 3.19

Химический состав известняков (%)

Компоненты	Пределы содержаний
SiO ₂	1, 5 — 2, 61
Al ₂ O ₃	0, 57 — 1, 17
Fe ₂ O ₃	0, 21 — 0, 3
CaO	52, 53 — 53, 73
MgO	0, 36 — 0, 61
SO ₃	0, 03 — 0, 36
CaCO ₃	92, 2 — 98, 3

Таблица 3.20

Физико-механические свойства

Параметры	I участок	II участок
Объемная масса, кг/м ³	2570 — 2710	2590 — 2690
Удельный вес, г/см ³	2,69	2,67 — 2,68
Пористость, %	2	1 — 2
Водопоглощение, %	0,21 — 0,68	0,18 — 0,40
Прочность, кг/см ²	415 — 704	503 — 672
в воздушно-сухом состоянии, водонасыщенном состоянии после замораживания	465 — 692 435 — 640	472 — 651 368 — 589
Коэффициент размягчения	0,82 — 1,48	0,85 — 2,06
Коэффициент морозостойкости	0,77 — 0,97	0,78 — 0,91

Физико-механические свойства и химический состав известняков удовлетворяют требованиям ГОСТа на строительные камни и воздушной извести I сорта. (табл. 3.19, 3.20). Суммарные запасы обоих участков — 273 670 м³ (718 423 т).

Что касается мраморизованных известняков, то их формирование, как и минерализация исландского шпата, связано с развитием процессов катагенеза, динамометаморфизма и низкотемпературных гидротермальных преобразований. Исход-

ным материалом для мраморизованных известняков служили средне- крупнозернистые разности органогенно-детритовых и других известняков. В результате наложения катагенеза и стрессовых усилий порода приобретает однородность по зернистости и расцветке, а после полировки — декоративные качества. Благодаря комплексу других благоприятных свойств (малая трещиноватость, слабое развитие примесей, большой выход годных блоков) и горно-техническим условиям, мраморизованные известняки Арцаха в недавнем прошлом разрабатывались в качестве облицовочного и декоративного материала, пользуясь широким спросом во многих регионах бывшего СССР, включая Белоруссию, Прибалтику и Ленинград.

Спитакагетское месторождение находится в 4 км к югу от с. Арав Аскеранского района и приурочено к северо-западному крылу Бовурханского поднятия; разведано в 1979–1980 гг. Полезная толща представлена моноклинально падающим на запад — северо-запад под углом 9–15° пластовым телом перекристаллизованных мраморовидных органогенно-обломочных полидетритовых средне- и крупнозернистых, слабо трещиноватых известняков титонского возраста. Цвет их коричневато-розовый, красновато- и коричневато-серый. Мощность — от 18,5 до 37,0 м., покрывка суглинков имеет мощность от 0,8 до 3,0 м, в среднем 1,43 м. (табл. 3.21).

Таблица 3.21

**Химический состав мраморизованных известняков
Спитакагетского месторождения (%)**

Компоненты	Пределы содержаний
SiO ₂	4,41–8,25
Al ₂ O ₃	1,68–2,75
Fe ₂ O ₃	0,56–1,24
CaO	48,01–51,3
MgO	0,52–1,05
Na ₂ O	0,13–0,25
K ₂ O	0,49–0,67
SO ₃	0,09–0,2
п. п. п.	37,7–40,07

Физико-механические свойства:

Объемная масса — 2,68–2,78 т/м³, в среднем — 2,72 т/м³

Водопоглощение — 0,11–0,8 %, в среднем — 0,67 %:

Предел прочности после испытания на морозостойкость — 424,8–481,1 кгс/см², в среднем — 444,9 кгс/см²:

Коэффициент морозостойкости — 0,88–0,91, в среднем — 0,9

Выход блоков ~ 70 %, в том числе 46,5 % кондиционные блоки I и II типов.

Выход плит толщиной 30–40 мм — 15,7 м²/м³.

Таким образом, мраморизованные известняки Спитакагетского месторождения по всем показателям удовлетворяют требованиям ГОСТа 9479–76 «Блоки из природного камня для производства облицовочных изделий», а плиты — ГОСТу 9480–77 «Плиты облицовочные пиленные из природного камня». Отходы пригодны для декоративного щебня и песка (ГОСТ 22756–77 «Щебень и песок декоративный из природного камня»).

Утвержденные запасы месторождения — 5767 тыс. м³. Соотношение объема запасов полезной толщи и объема вскрыши — 20:1. Гидрогеологические и инженерно-геологические условия месторождения благоприятны.

Аравское месторождение площадью 10000 м² расположено в 0,5 км от северной окраины с. Арав, в 3–4 км от шоссе Степанакерт–Мартуни; разведано в 1966 г.

По геологическим особенностям почти идентично Спитакагетскому месторождению, описанному выше, и в тектоническом отношении также приурочено к северо-западному крылу Бовурханского поднятия. Полезная толща представлена буровато-розовыми кристаллическими известняками титонского возраста.

Физико-механические свойства:

- Объемная масса — 2460–2680 кг/м³, в среднем — 2585 кг/м³;
- Удельный вес — 2,5–2,6 г/см³, в среднем — 2,54 г/см³;
- Водопоглощение — 0,25–0,42 %;
- Пористость — 1,0–1,1 %, в среднем — 1,0 %;
- Прочность в воздушно-сухом сост. — 286–670 кг/см², в среднем — 456 кг/см²;
- Прочность после замораживания — 335 кг/см²;
- Коэффициент размягчения — 0,74–0,93, в среднем — 0,8.

Мраморизированный известняк Аравского месторождения по всем показателям, за исключением предела прочности при сжатии, отвечает требованиям ГОСТа к цветным мраморам. Характеризуется высокой блочностью (выход блочного камня 58,9%), соответствующей требованиям ГОСТа. Запасы месторождения составляют 66520 м³. Соотношение объема запасов полезной толщи и объема вскрыши — 14:1.

Вазгенашенская группа месторождений (Мартунинский район) разведана в 1969–1970 и 1972–1973 гг. Включает в себя собственно Вазгенашенское (расположено близ дороги Вазгенашен–Агдам, на северном склоне г. Бурун), Норшенское (в 5 км к северу от с. Норшен), Бердашенское (в 3 км к северо-востоку от с. Бердашен), Карабекское (в 3 км к северу от с. Вазгенашен) и Саринтагское месторожде-

ния (приурочено к вершине г. Саринтаг, являясь юго-восточным продолжением Карабекского месторождения). Полезная залежь представлена барремскими розовыми кристаллическими известняками мощностью до 20 м. (табл. 3.22)

Физико-механические свойства мраморизированных известняков:

- Объемная масса — 2400–2680 кг/м³;
- Удельный вес — 2,51–2,69 г/см³;
- Пористость — 0,5–5,5 %;
- Водопоглощение — 0,14–1,9 %;
- Предел прочности в воздушно-сухом состоянии — 620–1250 кгс/см²;
- Предел прочности в водонасыщенном состоянии — 625–1120 кгс/см²;
- Предел прочности после испытания на морозостойкость 735–978 кгс/см².

Таблица 3.22

**Химический состав мраморизированных известняков
Вазгенашенской группы месторождений (%)**

Компоненты	Пределы содержаний	Среднее содержание
SiO ₂	1,05 — 3,03	2,15
Al ₂ O ₃	0,5 — 1,3	0,93
Fe ₂ O ₃	0,29 — 0,89	0,53
CaO	49,36 — 52,95	51,33
MgO	0,10 — 0,15	0,10
FeO	0,13 — 0,18	0,14
TiO ₂		0,01
п. п. п.	41,95 — 42,65	42,1
Нерастворимый остаток	1,62 — 4,28	2,93

Мраморизованные известняки Вазгенашенской группы месторождений удовлетворяют требованиям ГОСТа 9479–69 «Блоки из природного камня для распиливания на облицовочные изделия». Минимальный выход блоков при совместной добыче I (крупного) и II (среднего) типов — 32,2 %, из них I — 13, 8%. Утвержденные запасы собственно Вазгенашенского месторождения (1974 г.) составляют 7234,2 тыс. м³. Соотношение объема запасов полезной толщи и объема вскрыши — 12:1. Прогнозные ресурсы Карабекского и Саринтагского месторождений составляют 20–25 млн. т.

Храмортское месторождение расположено на юго-западной окраине с. Храморт Аскеранского района, в 4км к северо-западу от дороги Аскеран–Агдам; опосковано в 1983–1985 гг.

Разрез месторождения представлен песчанистыми, кристаллическими и обломочными известняками розовато-серого цвета (верхний сантон). Физико-механические свойства:

- Объемная масса — 2,60–2,66 т/м³;
- Удельный вес — 2,62–2,67 г/см³;
- Пористость — 0,8–1,40 %;
- Водопоглощение — 0,30–0,52 %;
- Прочность в воздушно-сухом состоянии — 400,0–470,0 кг/см²;
- Прочность в водонасыщенном состоянии — 302,0–435,0 кг/см²;
- Коэффициент водостойкости — 0,89–0,92.

Физико-механические свойства кристаллических известняков Храмортского месторождения удовлетворяют требованиям ГОСТа 9479-76, однако результаты блочности показали, что они могут быть использованы только в качестве мраморной крошки и для изготовления бетонно-мозаичных плит для полов. Подсчитанные запасы кристаллических известняков по категории С₂ составляют 189 млн. м³.

Заринбахское месторождение площадью 0,16 км² расположено в 4 км по шоссе к юго-востоку от гор. Степанакерта; разведано в 1976–1977 гг.

Месторождение сложено мраморизованными кристаллическими серыми и розовато-серыми известняками келловей-оксфордского возраста (табл. 3.23).

Таблица 3.23

**Химический состав мраморизованных известняков
Заринбахского месторождения (%)**

SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	SO ₃	K ₂ O	п. п. п.
0,90	0,59	0,71	0,58	53,95	0,18	0,1	42,95

Физико-механические свойства известняка:

- Объемная масса — 2400–2760 кг/м³;
- Удельный вес — 2,7 г/см³;
- Водопоглощение — 0,1–0,52 %;
- Механическая прочность — 600–900 кг/см²;
- Коэффициент морозостойкости высокий.

Мраморизованные известняки удовлетворяют требованиям ГОСТа к производству мраморной крошки, камня-бута и строительной извести. Запасы месторождения — 944247 м³. Соотношение объема запасов полезной толщи и объема вскрыши — 10:1. Месторождение находится в благоприятных горно-технических и гидрогеологических (отсутствие подземных вод) условиях.

Сзнецкое месторождение расположено близ одноименного села Аскеранского района. Полезная толща представлена розоватыми мраморизованными органическими известняками титонского возраста, встречаются брекчированные разности (табл. 3.24).

Таблица 3.24

**Химический состав мраморизованных известняков
Сзнецкого месторождения (%)**

SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.
2,5	1,4	52,8	следы	0,2	0,003	0,009	43,15

Физико-механические свойства (по данным Горно-металлургического института):

- Объемная масса — 2,60–2,68 т/м³;
- Удельный вес — 2,71–2,76 г/см³;
- Пористость — 1,85–3,9 %;
- Водопоглощение — 0,30–0,39 %;
- Пористость — 0,77–1,07 %;
- Прочность: в воздушно-сухом состоянии — 58,69–65,53 МПа;
 - а) в водонасыщенном состоянии — 45,11–54,05 МПа;
 - б) в замороженном состоянии — 42,24–44,89 МПа;
- Истираемость — 1,18–1,78 г/см²;
- Солестойкость (в растворе Na₂SO₄) — 0,09–0,13 %.

Физико-механические свойства мраморизованных известняков Сзнецкого месторождения полностью удовлетворяют требованиям ГОСТа к производству облицовочных плит. Прогнозные ресурсы по категории РЗ составляют 396000 м³.

Шушинское месторождение находится в 3 км к югу от гор. Шуши; разведано в 1969–1971 гг. Площадь разведанной части месторождения 3 км².

Полезная толща представлена титонскими мраморизованными известняками серовато-розового цвета (табл. 3.25).

Таблица 3.25

**Химический состав мраморизованных известняков
Шушинского месторождения (%)**

CaO	SiO ₂	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	п.п.п.
53,33	2,82	0,276	0,432	0,552	0,028	0,305	0,046	0,324	41,88

**Физико–механические свойства мраморизованных известняков
Шушинского месторождения**

Параметры	Мраморизованный известняк		
	из карьера	из канав	из скважин
Объемная масса, кг/м ³	2627,0	2648,0	2653,0
Удельный вес, г/см ³	2,68–2,69	2,68	2,68–2,69
Пористость, %	1,13–1,48	1,49	1,24
Водопоглощение, %	0,87	0,67	0,57
Прочность, кг/см ² :			
в воздушно–сухом состоянии	589,0	564,0	911,0
в водонасыщенном состоянии	500,0	489,0	825,0
после замораживания	423,0	426,0	717,0
Коэффициент размягчения	0,85	0,86	0,89
Коэффициент морозостойкости	0,84	0,87	0,88

Мраморы Шушинского месторождения по своим физико–механическим свойствам и декоративным качествам отвечают требованиям ГОСТа. (табл. 3.26) Коэффициент вскрыши 0,041 м³/м³, блочность 41, 5%. Запасы месторождения подсчитаны в количестве 1908,2 тыс. м³.

3.2.6.2. Интрузивные и эффузивные породы

На территории республики широко развиты разнотипные магматические образования, которые могут использоваться в качестве облицовочных материалов. Интерес представляют среднеюрско–раннемеловые интрузивные породы Сомхето–Карабахской тектоно–магматической зоны (плагииграниты, гранодиориты, тоналиты, диориты, габброиды), а также породы офиолитовой ассоциации — габброиды, зеленые серпентиниты и зеленовато–желтые листвениты красивой пестрой расцветки, широко распространенные в Шаумянском и Кашатагском районах.

Вардашатское месторождение габбро–диабазов, разведанное в 1978–1980 гг., расположено на западной окраине с. Вардашат Гадрутского района. Размеры обнаженной части на поверхности составляют в среднем 200 × 300 м, площадь — около 0,06 км². Месторождение представлено интрузивными телами штокообразной, межпластовой формы, которые прорывают альбские вулканогенно–осадочные отложения и обнажаются на юго–восточном склоне Вардашатской возвышенности.

Полезную толщу слагают среднезернистые габбро–диабазы порфиривого строения, цвет — от серовато–зеленого до темно–зеленого. Порода раздроблена на

глыбы и валуны различной формы и величины. При полировке порода приобретает зеркальную поверхность.

Физико-механические свойства:

- Объемная масса — 2800–2870 кг/м³, в среднем — 2840 кг/м³;
- Удельный вес — 2,72–2,83 г/см³;
- Пористость — 0,3–0,92 %;
- Водопоглощение — 1,37–1,43 %, в среднем — 1,41 %;
- Предел прочности при сжатии, МПа:
 - а) в воздушно-сухом состоянии — 101,9–131,7 (среднее — 114,5);
 - б) в водонасыщенном состоянии — 98,0–112,7 (среднее — 102,7);
 - в) после замораживания — 82,3–113,7 (среднее — 94,5)
- Истираемость — 0,099–0,20 г/см³, в среднем — 0,163 г/см³;
- Коэффициент размягчения — 0,89;
- Коэффициент водостойкости — 0,94–0,95;
- Коэффициент морозостойкости — 0,92.

Благодаря своим хорошим физико-механическим и декоративным свойствам, габбро-диабазы Вардашатского месторождения по всем видам облицовки удовлетворяют требованиям ГОСТа. Общий объем выхода кондиционных блоков составляет 60,2 %, выход плит из 1 м³ блока составляет 10,3 м². Порода легко поддается распиловке, фрезеровке и полировке. Запасы составляют более 2 млн. м³. Горно-технические условия месторождения позволяют вести разработку открытым карьерным способом.

Ннгинское проявление расположено в районе с. Ннги Мартунинского района. Порода представлена мелко- и среднезернистыми габбро-порфиритами темно-серого цвета с зеленоватым оттенком.

Физико-механические свойства монолитов:

- Объемная масса — 2,64–2,65 т/м³;
- Удельный вес — 2,65–2,67 г/см³;
- Водопоглощение — 0 %;
- Пористость — 0 %;
- Предел прочности в воздушно-сухом состоянии — 769–829 кг/см²;
- Предел прочности в водонасыщенном состоянии — 518,2–638,6 кг/см²;
- Коэффициент размягчения — 0,85–0,99.

Габбро-порфириты Ннгинского месторождения могут быть пригодны в качестве облицовочного материала. Полируются хорошо с образованием ровной, гладкой зеркальной поверхности черного цвета с темно-зеленоватым отливом.

Арегонийская группа месторождений облицовочных гранитоидов расположена на северо-восточной границе Аскеранского и Мартакертского районов и

приурочена к хребту Арегони. Представлена крупным массивом гранитоидов с благоприятными горно-техническими условиями для эксплуатации.

Макроскопически гранодиориты средне- и крупнозернистые, на общем светло-сером цвете выделяются цветные минералы. Отдельные разновидности имеют розоватый оттенок. При полировке порода приобретает зеркальную поверхность с красивым декоративным рисунком. Физико-механические испытания монолитов дали следующие показатели:

- Объемная масса — 2,77 т/м³;
- Водопоглощение — 0,1 %;
- Пористость — 0,4 %;
- Предел прочности в воздушно-сухом состоянии — 1382 кг/см²;
- Предел прочности в водонасыщенном состоянии — 1300 кг/см².

Трещиноватость в целом благоприятная, отдельные блоки имеют размеры от 0,7–1,0 до 1,5 м². Прогнозные ресурсы облицовочных гранодиоритов — 7,5 млн. м³. Благодаря высоким физико-механическим свойствам, декоративности, погодостойкости гранодиориты пригодны для всех видов облицовки и крошки щебня.

В группе облицовочных материалов могут быть рассмотрены также юрские кварцевые диориты и диориты, а также гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты и кварцевые сиениты досеноманского возраста. Кроме того, представляют интерес интрузивные породы Шаумянского и Кашатагского районов палеогенового возраста (граниты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, кварцевые диориты, диориты, сиенит-диориты, граносиениты, кварцевые сиениты).

Ванкское месторождение фельзитовых туфов расположено в бкм к северу от с. Ванк Мартакертского района, на хребте Охи-Ахпюр, составляя вершину хребта. Одним из первых в 1866 году месторождение описал Герман Абих (Абих, 1873: Abich, 1867).

Общая площадь месторождения — 2,5 км², общая мощность — 10,5 м.

Физико-механические свойства:

- Объемная масса — 1,51–1,52 т/м³;
- Пористость — 33,8–34,5 %;
- Водопоглощение — 11,22–15,45 %;
- Прочность в воздушно-сухом состоянии — 119,76–167,3 кг/см³.

Прогнозные запасы по категории С₂ составляют 1,5 млн. м³. Выход стандартных колотых блоков от горной массы — 23,74 %. Фельзитовые туфы отвечают требованиям ГОСТа на облицовочные камни. Следует отметить, что стены монастыря Гандзасар (1216–1238 гг.) воздвигнуты из этого строительного материала.

Интерес представляет также ряд месторождений *лиственитов* (*Шикакарское, Тутхунское, Конгурское, Яншакское*) и *Аджарисское месторождение серпентинитов* (Шаумянский район) в качестве облицовочных материалов.

3.2.7. Поделочные и полудрагоценные камни

Из группы полудрагоценных камней в пределах НКР известны халцедон, ювелирный агат, гелиотроп, которые приурочены к вулканогенным толщам сантонского возраста. Более широким развитием пользуются поделочные камни — агат, яшма, серпентин, обсидиан, мраморный оникс, лиственит, а также копал, прозрачные разновидности которых, подобно янтарю, могут служить прекрасным поделочным материалом.

3.2.7.1. Иризирующий обсидиан (и перлит)

Леркасарское месторождение. Расположено в 13–15 км к юго–западу от с. Джермаджур (Шаумянский район). Месторождение слагает центральную часть г. Леркасар (3171 м).

Выделяются несколько разновидностей обсидиана: почти черные, темно–серые, дымчатые, иризирующие и серебристые, полосчатые, пятнистые (*рис. 3.19*). Нередко две–три разновидности встречаются вместе (Карапетян, 1972). В черных обсидианах наблюдаются участки серебристо–серого (перламутрового) обсидиана. Иризирующие обсидианы Леркасарского месторождения обладают высокими декоративными качествами. Цвет иризации зеленовато–серый, серебристо–голубой, фиолетовый. Наиболее ценными являются серая и серебристая разновидности обсидианов. По фондовым данным 1958 года, запасы составляют 4600674 м³, из коих 10–15 % — обсидиан, остальное перлит. В то же время в опубликованных материалах (Геология СССР, 1976) приводятся запасы в количестве 20000 м³.



Рис. 3.19. Пятнистый обсидиан Леркасарского месторождения

Сатанакарское месторождение. Расположено в 30–35 км к юго–западу от с. Джермаджур, близ границы с Сисианским районом Армении. Площадь месторождения около 5 км². Обсидиан аналогичен леркасарскому. Запасы месторождения на 01.01.1961 г. составляют 181942 м³ (15–20 % — чистый обсидиан, остальное перлит).

На этих месторождениях обсидиан находится совместно с перлитом, между ними имеются взаимные переходы (Кашкай, Мамедов, 1961; Карапетян, 1972). Перлиты различаются по цвету: белесые, желтоватые, светло-серые с бледно-фиолетовым оттенком. Характеризуется шелковистым блеском и стекловатым сложением. Наряду с обсидианом может служить прекрасным сырьем для получения вспученного материала (легкие заполнители для бетона, теплоизоляционные материалы) (табл. 3.27). Вспучивание перлитов начинается в пределах температур 760–860°, коэффициент вспучивания — 15–20.

Таблица 3.27

Химический состав обсидианов и перлитов НКР (Геология СССР, 1976)

Компоненты	Леркасар (обсидиан)	Сатанакар (обсидиан)	Леркасар (перлит)
SiO ₂	73, 99 — 75, 51	76, 37	75, 21
TiO ₂	нет	следы	следы
Al ₂ O ₃	13, 48 — 13, 79	14, 22	15, 08
Fe ₂ O ₃	0, 55 — 1, 20	1, 04	1, 90
FeO	0, 71 — 1, 78	0, 60	0, 28
MnO	—	0, 09	нет
MgO	0, 14 — 0, 36	0, 20	нет
CaO	0, 53 — 1, 90	0, 75	2, 22
Na ₂ O	2, 92 — 3, 27	4, 53	2, 02
K ₂ O	3, 96 — 4, 87	1, 94	0, 65
SO ₃	0, 10 — 0, 43	0, 18	1, 24
H ₂ O ⁻	0, 28 — 0, 49	—	0, 48
H ₂ O ⁺	нет — 0, 05	0, 59	3, 02
Сумма	99, 95 — 100, 34	100, 51	100, 43

3.2.7.2. Яшма

Отмечается на четырех участках Кашатагского района:

Участок–I. Расположен на левобережье р. Воротан, в 15–16 км к северо-западу от с. Кубатлу, близ границы с Горисским районом Армении. Яшма плотная, желтого, красного, зеленого, сургучного цветов. Может быть рекомендована в качестве поделочного камня.

Участок–II. Находится в 6 км к юг — юго-западу от участка–I. Яшма желтого, оранжевого, красного и коричневого цветов. Залегает среди известняков в виде пласта мощностью 10–12 м. Высокие декоративные качества — гармоничные сочетания рисунка и красок; тончайшие причудливо извилистые полосы желтого и коричневого цветов различной интенсивности образуют основу, на фоне которой эффективно выделяются ярко-красные пятна замысловатых очер-

таний. По заключению бывшего Всесоюзного треста «Цветные камни», с учетом своеобразия и красоты яшма оценивается как «халцедон редких разновидностей» и может быть использована в ювелирной промышленности.

Участок-III. Расположен в 1 км к юго-западу от участка-I. Яшмы темно-красные, бордовые, желтые, зеленые и др. Принимают зеркальную полировку. По заключению треста «Цветные камни», оцениваются как гелиотроп.

IV участок. Находится в 3,5 км от участка-II. Сургучные яшмы. В полированном штуде декоративны — кроваво-красные и темно-бордовые участки совместно с серым металлическим по блеску гематитом образуют весьма своеобразный рисунок. Его дополняют многочисленные тонкие ветвящиеся прожилки более темного цвета, чем основной фон породы.

3.2.7.3. Агат

Воротанское агатоносное поле приурочено к Очанцкому синклинию и северо-восточному крылу Капанского антиклинория Амасия-Севано-Агаринской тектономагматической зоны. Занимает обширную площадь в пределах между речья Воротан и Агари.

Месторождения и проявления Воротанского агатоносного поля являются типичными низкотемпературными, гидротермальными образованиями, возникшими на небольших глубинах в процессе поствулканического гидротермального аутометаморфизма. Скопления агата различного размера приурочены к черным базальтовым трахиандезитам, трахибазальтам и туфобрекчиям валанжин-готеривского возраста, широко развитым на правом борту р. Воротан. В пределах Воротанского агатоносного поля под общим названием «*Эйвазлинское месторождение агата*» выявлен ряд агатоносных участков, которые изучены на глубину до 10 м.

Из общего количества валовой пробы агата-сырца получены как технический, так и ювелирный сорта. По данным ВНИИ «Ювелирпром», агат Эйвазлинского месторождения не уступает лучшим сортам агата Ахалцихского месторождения. Технический агат используется в приборостроении ювелирный может быть использован в качестве поделочного камня для вставок в ювелирные изделия, а также для архитектурно-оформительских работ (*рис. 3.20*).

Техническая характеристика: твердость по шкале Мооса — 6,5–7, удельный вес — 2,55–2,64 г/см³. Химический состав — SiO₂ — 99,5–100 %, H₂O — 0–0,5 %.

Гюрджулинское проявление. Находится в 8 км к востоку от шоссеной дороги Капан-Горис, с которой связан проселочной дорогой. Агатоносный участок площадью 99200 м² расположен на крутом склоне правого борта р. Воротан. Площадь участка — 99200 м².

Агатовмещающие породы представлены гидротермально измененными андезитами. Наибольшая концентрация агата отмечается в верхнем покрове андезитов. Основной морфологический тип скоплений агата — гнезда размеров от 8 до 35–40 см, реже отмечаются жеоды, прожилки. Окраска агата дымчато-серая, серая, темно-серая с синевой, голубовато-серая. Агат комплексный, технический и ювелирный, последний преобладает. Более 30 % ювелирного агата относится к I и II сортам. Прогнозные запасы — 1400 т. По качеству аналогичен Саригюхским агатам (Армения). По предполагаемым масштабам минерализации участок Гюрджулу является одним из крупных на Кавказе. Разработка возможна открытым способом.



Рис. 3.20. Агат Эйвазлинского месторождения

Собственно *Эйвазлинское месторождение*. Расположено близ одноименного села Кашатагского района. Площадь месторождения — 3–4 км² (по другим данным 0,6 км²). Агатовмещающие породы — андезиты, их туфы и туфобрекчии, относятся к вулканогенным толщам валанжин-готерива. Агатовая минерализация с промышленной концентрацией локализуется в покровах андезитов и туфобрекчиях на правом борту р. Воротан. Мощность вулканогенной толщи, к которой приурочен агат, около 200 м, простираение широтное, протяженность — 1–1,5 км. Глубина распространения агатовой минерализации 10 м.

Агат морфологически представлен: а) конкрециями, гнездами и жеодами (имеют промышленное значение); б) прожилками; в) вкраплениями и включениями. Цвет его в гнездах водяно-молочный и светло-серый. Размеры гнезд — 7x8 до 10x15 см, располагаются они на расстоянии 0, 5–1 м друг от друга.

Объем продуктивной зоны — 120000 м³. Содержание агата — от 2 до 230 г/м³, в среднем — 110 г/м³.

3.2.7.4. Мраморный оникс, листвениты, копал

Тутхунское проявление мраморного оникса. Расположено на левом берегу р. Тутхун (правый приток р. Таргар). Приурочено к травертинам, образующим мощные залежи в районе действующих углекислых минеральных источников, широко распространенных в районах молодого вулканизма Амасия-Севано-Агаринской зоны (Шаумянский район).

Площадь распространения прослоев мраморного оникса (плотная, мелкозернистая разновидность арагонита) — 0,2 км². Выход достигает 720–1630 г/м³. Первый сорт составляет 10–12 % (Геология СССР, 1976). Цвет белый, желтый, нежных тонов. Встречаются красивые полосчатые разновидности. Прекрасно поддается обработке.

Шикарское месторождение лиственитов находится в районе одноименного села Шаумянского района, на левом берегу р. Тартар. Установлены три разновидности лиственитов: розовый, пестрый и серовато-зеленый. Согласно заключению треста «Цветные камни» (1969 г.), все разновидности достаточно декоративны.

Проявления копала (ископаемой затвердевшей смолы некоторых растений) встречаются в составе вулканогенно-осадочной толщи верхнего мела Сомхето-Карабахской и Амасия-Севано-Агаринской тектоно-магматических зон. Копалоносными являются песчано-глинистые свиты сеномана, трансгрессивно залегающие на отложениях раннего мела или поздней юры.

В пределах *Айтагского месторождения* (Кашатагский район) копалоносная свита представлена глинистыми песчаниками. Суммарная площадь пластов — 24–25 м. Размер включений копала достигает 8–10 см. Преобладает прозрачный копал янтарно-желтого цвета, развиты также желтые, реже оранжевые разновидности. Все они представляют интерес в качестве ювелирных поделочных камней.

Резюмируя вышеприведенный материал, необходимо подчеркнуть, что, хотя некоторые месторождения и проявления поделочных камней пока еще детально не изучены, однако предварительные данные свидетельствуют об их хороших декоративных свойствах и значительных запасах.

Приведенные данные должны быть подкреплены детальными геологоразведочными работами с упором на изучение горно-технологических и лабораторно-аналитических свойств декоративного и ювелирного сырья, от чего будет зависеть рентабельность промышленного освоения этих месторождений.

3.3. Углеводородное сырье

Нагорно-Карабахская Республика на сегодняшний день не обладает собственными ресурсами углеводородного сырья — нефти и природного газа, что создает определенные проблемы с обеспечением развивающейся промышленности, аграрного сектора и коммунально-бытового хозяйства. Альтернативным видом топлива для НКР может рассматриваться каменный уголь, некоторые проявления которого представляют определенный интерес. Следует добавить, что к настоящему времени проведены лишь предварительные исследования по выяснению нефтегазоносности предгорной части НКР.

3.3.1. Каменный уголь

На территории НКР угленосными являются некоторые разрезы юрских отложений в пределах нижеуказанных трех районов (рис. 3.1).

1. Магавузское месторождение. Расположено у с. Магавуз, в 14 км к северо-западу от гор. Мартакерт;
2. Нарештарское проявление. Находится в 7–8 км к юг — юго-востоку от с. Нарештар Мартакертского района, в верховьях р. Хачен;
3. Колатакское проявление. Расположено в районе с. Колатак Мартакертского района.

С различной степенью детальности изучены только отдельные участки Магавузского месторождения.

Магавузское месторождение

Магавузская угленосная площадь сложена вулканическими, вулканогенно-осадочными, терригенными и терригенно-осадочными образованиями в возрастном интервале средняя юра — верхний мел (Геология СССР, 1972). Эти образования прорваны субвулканическими и интрузивными породами различного возраста и состава и осложнены разноориентированными нарушениями — сбросами, сбросо-сдвигами, сопровождающимися интенсивным метаморфизмом и гидротермальными изменениями.

Геологические работы 1980–1987 гг. были сосредоточены в основном в пределах локальной Магавузской синклинали, которая осложнена поперечным поднятием (древним выступом), разделяющим угленосную площадь на два изолированных участка-блока: «Северный» и «Южный» (Гасанов, 1987). Угленосная толща мощностью 250 м на этих участках, фаунистически датируемая как келловей — нижний оксфорд, сложена алевролитами, туфоалевролитами, песчаниками, туфопесчаниками и песчанистыми известняками.

Южный участок занимает часть Магавузской угленосной площади в районе с. Мецшен. Угленосные пласты мощностью 15–25 м прослежены на расстоянии 2000 м. и прорваны небольшим массивом гранитоидов. Наиболее мощные пласты каменного угля на этом участке вскрыты в районе старой штольни.

Северный участок выделен на правом берегу р. Тартар (на севере). Здесь угленосные пласты прослежены на расстоянии 2500 м. Угленосная толща приурочена к верхним частям разреза обоих участков, где выделяются по три пласта каменного угля: M_1 , M_2 , M_3 (сверху вниз) средней мощностью 0,7 м разделенных углистыми породами мощностью 0,6–0,9 м. Из прослеженных по простиранию угольных пластов кондиционными по показателям зольности и теплотворной способности являются следующие (табл. 3.28):

По геологическим данным (Гасанов и др., 1987) установлено, что морфологически каменный уголь на Магавузском месторождении представлен пластообразной шнуровидной залежью, простираясь от с. Мец шен на юго-востоке до с. Тонашен на северо-западе. Верхнеюрская угленосная толща имеет мощность 20–60 м. и составляет основную часть Магавузской синклинали.

Таблица 3.28

Участки	Пласты								
	M ₁			M ₂			M ₃		
	L	м	З %	L	м	З %	L	м	З %
«Южный»	1150	0, 89	36, 05	1000	0, 8	33, 64	1100	0, 70	42, 81
«Северный»	1200	0, 7	15, 60	1250	0, 7	25, 64	1750	0, 7	33, 21

Примечание: L — длина кондиционного интервала, м — мощность, З — зольность

Качественная характеристика углей. Химико-технологические исследования каменного угля, проведенные в ВНИГРИУголь, а также исследования Нагорно-Карабахской геологической лаборатории Института геологических наук НАН Армении (ИГН), проведенные в 1996 году, дали следующие результаты (табл. 3.29).

Таблица 3.29

Качественная характеристика углей Магавузского месторождения

Параметры		Пределы	Среднее
Зольность	угли	13,5–45,38%	15–30%
	углистые породы	47,36–75,45%	
Удельная теплота сгорания		5489–6492 ккал/кг	6077 ккал/кг (25443 дж/кг)
Аналитическая влага (W _a)		7,1–14, 9%	9, 6%
Спекаемость		0,16–4,28%	¼
Летучее вещество		18,88–37,30%	¼
Общая сера (S ^d)		1,24–3,41%	25, 15%
Углерод (С)		68,2–78,1%	¼
Водород (Н)		1,7–4%	¼
Хлор (Cl)		до 0,5%	0, 3%
Мышьяк (As)		0,0006–0,0055% (6–55г/т)	0, 0027% (27г/т)
Фенольные и карбоксильные гидроокислы		3,68–6,13мг/экв	¼
Удельный вес	истинный	1,60–2,16г/см ³	¼
	кажущийся	1,42–2,14г/см ³	¼

Примечание: Зольность и удельная теплота сгорания даны в пересчете на сухое и беззольное вещество.

По углепетрографическим и другим показателям каменный уголь относится к высокометаморфизованным углям марок «Ж» (жирный) и «К» (коксующийся). Содержание малых элементов (в том числе и токсичных) в углях и вмещающих породах низкое и находится в пределах кларка.

По результатам исследований газонасыщенности, установлены следующие типы газовой среды: для угля — углекисло-метаново-азотная, метаново-азотная, для вмещающих пород — углекисло-метаново-азотная и углекисло-азотная. Основными компонентами природных газов являются азот, углекислый газ, кислород, в меньшей степени — метан; не установлены водород, тяжелые углеводороды и инертные газы. Газовый состав каменного угля — углекисло-метаново-азотный, углекисло-азотный. Таким образом, исследованные пробы являются высокзолыми и глубоко окисленными углями.

Запасы сырья. Подсчет перспективных запасов полезного ископаемого (табл. 3.30) произведен по категории C_2 методом геологических блоков, а прогнозных ресурсов — по категориям P_1 и P_2 (Гасанов и др., 1987). Все пласты были прослежены на поверхности горными выработками, а на глубину — скважинами. Контур запасов каменного угля определен в соответствии с требованиями к качеству углей на основании горных выработок (канав и шурфов), естественных обнажений, скважин и путем геологически обоснованной экстраполяции по каждому блоку.

Таблица 3.30

**Запасы и прогнозные ресурсы каменного угля и углистых пород
Магавузского месторождения (млн. т)**

Участки	Полезное ископаемое	Категории		
		C_2	P_1	P_2
«Северный»	Каменный уголь	1, 557	2, 989	0, 792
	Углистые породы	1, 871	3, 323	0, 935
«Южный»	Каменный уголь	2, 298	4, 213	1, 149
	Углистые породы	2, 763	4, 614	1, 382
Суммарные запасы	Каменный уголь	3, 855	7, 202	1, 941
	Углистые породы	4, 634	7, 937	2, 317

По геологическим предпосылкам и степени изученности на Магавузской угленосной площади и всего Мартакертского прогиба выделяются:

- площади с перспективной угленосностью, установленные по горным выработкам (канavam, шурфам), буровым работам (скважины) и по общим геологическим данным, которые заслуживают постановки детальных

оценочных работ — «Южный» и «Северный» участки, расположенные в пределах Магавузской синклинали;

- неясные в отношении угленосности площади, залегающие под мощной толщей вулканитов кимериджа, которые геологически слабо изучен.

Таким образом, запасы, выявленные к настоящему времени, позволяют отнести описанные угленакопления к разряду углепроявлений. Между тем не исключено обнаружение углей на левом склоне долины р. Тартар и их скоплений на неизученных угленосных проявлениях Колотаг и Нарештар. Необходимо также проверить возможность присутствия углей в палеонтологически установленных отложениях бата–нижнего келловея на территории НКР. На это наводит наличие стратиграфического контроля угленосности по всей Ирано–Кавказской области — развитие угленосных площадей с рабочими пластами в составе отложений батского яруса. К примеру, Ткварчельская и Ткибульская полосы Грузии, Эльбурс и Керман–Табасские угленосные бассейны Ирана, проявления Иджеванского синклинория на территории Армении (Брагин и др., 1981; Юра Кавказа, 1992).

3.3.2. К проблеме нефтегазоносности восточной предгорной зоны Нагорно–Карабахской Республики

Возможно, перспективные области на нефть и газ располагаются в северо–восточной и восточной частях Нагорно–Карабахской республики и связаны с западной окраинной частью Гандзакского нефтегазоносного района, охватывающего значительную территорию Куринского межгорного прогиба, который протягивается на расстоянии 300 км от р. Храми на северо–западе до р. Аракс на юго–востоке.

Небольшие залежи лечебной, тяжелой нефти в Гандзакском нефтегазоносном районе были известны на площади Нафталан уже во второй половине 19–го столетия. Однако существенные поисково–разведочные работы были начаты в 30–х годах XX столетия, которые не дали значимых результатов. Возобновленные в послевоенный период геологоразведочные работы позволили открыть и ввести в разработку залежи с незначительными запасами нефти в песчаных коллекторах эоцена (фораминиферовые слои) и олигоцен–миоцена (майкопская свита) на площадях Нафталан (62 тыс. т), Мирбашир (2243 тыс. т), Казанбулак (1756 тыс. т) и Аджидере (407 тыс. т). Гандзакский нефтяной бум очень быстро закончился в связи с малой дебитностью введенных в разработку залежей и низкими результатами работ на новых площадях Дальмамедли, Борсунлу, Гадакбоз, Ждановск и др.

Выполненный научно–исследовательскими институтами анализ результатов работ по нижнетретичным отложениям Гандзакского района показал их низкую

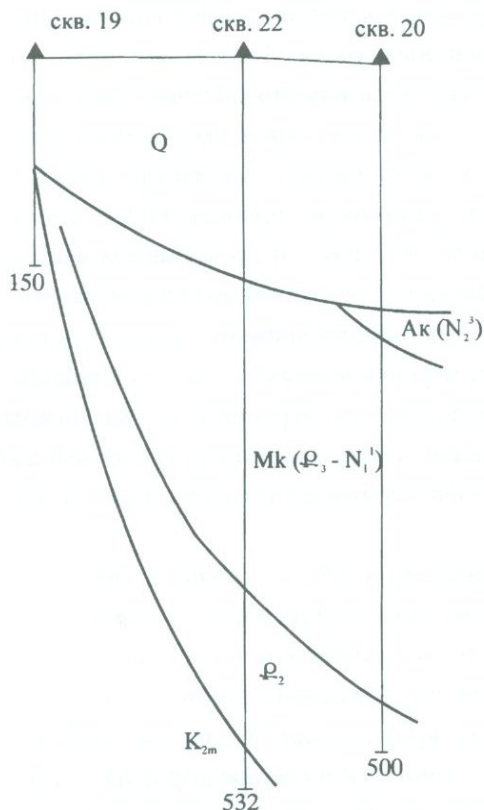
эффективность по сравнению с другими районами бывшего СССР, и при условии централизованного ведения работ за счет госбюджетных средств дальнейшие поиски нефти на этом комплексе отложений были практически прекращены и перенесены в другие, более перспективные районы страны. Следует отметить, что уже на раннем этапе исследований высказывались научно-обоснованные мнения о перспективах нефтегазоносности не только палеоген-неогеновых отложений, но и карбонатных коллекторов верхнего мела и кимеридж-титона. Буровыми работами мезозойские отложения были вскрыты на площадях Гюллюджа, Аджидере, Казанбулак, Мирбашир, Борсунлу, Ждановск и др. Толщина вскрытых, возможно нефтеносных отложений установлена от 360 до 2000 м, однако промышленно ценных скоплений нефти до настоящего времени открыто не было, хотя практически на всех выявленных перспективных площадях проводилось глубокое поисковое бурение. Наряду с поисковым бурением, в Гандзакском нефтегазоносном районе проводились детальные гравиметрические исследования, электроразведочные и сейсморазведочные работы, а также крупномасштабные и детальные геологические съемки.

Изучение накопленной информации показывает, что западная краевая часть Гандзакского нефтегазоносного района, возможно, охватывающая перспективные области НКР, изучена значительно в меньшей степени, чем остальная территория нефтеносного района. Глубокое бурение и детальные сейсморазведочные работы на этом участке не проводились. Всего три скважины глубиной около 500 м позволяют создать лишь представление о мощности и составе пород палеоген-неогена (рис. 3.21). На основе указанных работ невозможно сделать конкретные выводы о нефтегазоносности перспективных районов НКР. Представление о региональном геологическом строении и возможной нефтегазоносности изучаемого района можно создать лишь на основе обобщения данных, накопленных за более чем столетний период исследований территорий, граничащих с районом исследования.

В решении проблемы нефтегазоносности восточной предгорной зоны НКР положительную роль сыграли полевые работы З. А. Меликовой в 1946 г. (1947) и Т. А. Горшенина (1948), а также результаты исследований, проведенных в Мартунинском районе (Аствацатуров, Гусейн-Заде, 1963). Особо следует отметить монографию А. Мамедова (Мамедов, 1977), в которой отражены история геологического развития и палеогеография Среднекуринской впадины в связи с нефтегазоносностью.

Большое значение для познания геологического строения региона имели исследования по анализу данных дистанционного зондирования и геохимии на территории НКР, выполненные Институтом геологических наук Национальной

МАРАГА - МАРДАКЕРТ



Горизонтальный Масштаб 1:20000

Вертикальный Масштаб 1:5000

Рис. 3.21. Характеристика изменения мощностей палеоген-неогеновых отложений

академии наук Армении (2007 г.), а также научное обобщение накопленной информации, выполненное Нагорно-Карабахской геологической лабораторией (Каграманов и др., 2008).

В геологическом строении Гандзакского нефтегазоносного района принимают участие отложения мезозойского, палеоген-миоценового и верхнеплиоцен-четвертичного комплексов ИГН НАН Армении (Геология СССР, 1972, 1976: Алиев и др, 1985).

Юрские отложения, имея широкое развитие в прилегающих зонах Малого Кавказа, представлены вулканогенно-осадочными и терригенными (глины, глинистые сланцы, грубозернистые пески) образованиями. В кимериджитонском интервале разреза развита мощная толща (до 500 м) терригенно-карбонатных пород (трещиноватые доломитизированные известняки с пластами крупнозернистых песчаников), представляющих интерес в Гандзакском районе как возможные коллектора нефти и газа.

Отложения нижнего мела в неполном стратиграфическом объеме (начиная с баррема) представлены туфогенно-терригенными породами и транс-

рессивно залегают на размывтой поверхности верхней юры.

Верхнемеловые отложения широко развиты в Гандзакском районе и представлены в двух фациях: вулканогенной и карбонатной. Глубоким бурением они вскрыты на площадях Дальмамедли, Казанбулак, Мирбашир, Борсунлу, Гюллюджа, Агджабеди, Ждановск и др. Эти отложения являются основным перспективно-нефтегазоносным комплексом.

Особый интерес для поисков скоплений нефти и газа представляет кампан-маастрихт-датский интервал разреза, где развиты мощные трещиноватые из-

вестняки. На площади Ждановска вскрытая мощность верхнемеловых отложений — более 2000 м. Представлены они в основном в вулканогенных фациях. Верхняя часть разреза (сантон–маастрихт) представлена известняками мощностью 160–180 м на своде и на северо–восточном крыле поднятия до 800 м. На площади Гюлюджа верхнемеловые отложения выражены в вулканогенной (туфопесчаники, туфогравелиты, туфобрекчии, порфириды, андезиты) и карбонатной фациях мощностью 110 м на своде и до 360 м на периклиналях структуры. На площади Казанбулаг нижняя часть разреза верхнего мела (750 м) представлена преимущественно вулканогенными породами, а верхняя часть (80 м) — известняками и мергелями. На площади Дальмамедли мощность вулканогенных образований верхнего мела около 600 м на своде структуры. На ее погружениях вулканогенные образования перекрываются толщей терригенно–карбонатных пород мощностью до 840 м (параметрическая скважина Борсунлу–1).

Палеоген–миоценовые отложения вскрыты бурением в значительной части территории района и выражены в основном глинистыми образованиями с редкими прослоями песчано–глинистых и карбонатных пород. Отложения верхнего плиоцена представлены терригенными породами в прибрежно–мелководных фациях и трансгрессивно залегают на

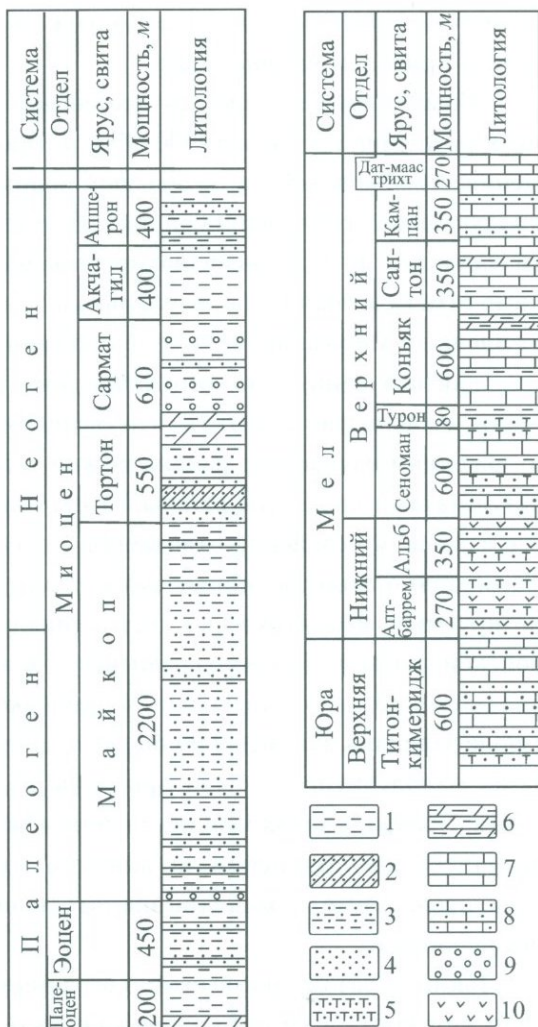


Рис. 3.22. Сводный геологический разрез Гандзакского района

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1 – глины; 2 – глины песчанистые; 3 – глины известковистые; 4 – песчаники; 5 – туфы и туфопесчаники; 6 – мергели; 7 – известняки; 8 – песчанистые известняки; 9 – конгломераты; 10 – вулканогенные породы

размытой поверхности палеогеновых отложений. Сводный геологический разрез приведен на (рис. 3.22).

Общая мощность палеоген–неогеновых отложений в зоне развития нефтяных месторождений составляет 1500–3500 м. Продуктивные горизонты связаны с отложениями майкопской свиты большой мощности (до 3000 м), разделенными на ряд продуктивных горизонтов мощностью от 25 до 100 м. Среднее значение пористости составляет 10–17 %. Значение проницаемости низкое — от 15 до 50 мД. Необходимо отметить значительное уменьшение мощности (рис. 3.23) майкопской свиты от площади Мирбашир (2100 м) до площади Мартакерт (500 м).

Обобщая данные по литологическим критериям возможной нефтегазоносности, необходимо отметить, что сведения по глубокозалегающим мезозойским отложениям изучаемого района можно восстановить лишь на основе аналогии с результатами соседнего района. Отсутствие хотя бы единственной скважины, вскрывшей мезозойские отложения, не позволяет однозначно переносить информацию о фильтрационно–емкостных свойствах изученного района на прогнозируемый, что затрудняет достоверный прогноз. Уменьшение мощности майкопской свиты до 500 м по сравнению с площадью Мирбашир (2100 м) (рис. 3.23) является в целом отрицательным признаком, если учесть, что майкопские нефтяные залежи в значительно более мощной толще осадочных образований из-за их малоемкости были признаны недостаточно экономически эффективными. Правда, в зонах выклинивания можно ожидать литологически выклинивающиеся ловушки нефти, но для того, чтобы сделать такой вывод обоснованным, необходимо проведение значительного комплекса геолого–геофизических исследований.

Таким образом, чрезвычайно ограниченная прямая информация по литологическим критериям нефтегазоносности определяет необходимость проведения более детальных исследований.

В общей тектонической схеме Нагорно–Карабахской Республики северные и восточные ее территории являются составной частью Среднекуринского прогиба. Сочетание последнего со складчатыми сооружениями Малого Кавказа длительное время остается дискуссионным. До последнего времени в геологической литературе было распространено мнение о пологом моноклиальном залегании известняков верхнего мела, слагающих всю юго–восточную периферию Малого Кавказа. На геологических картах того времени не выделялись разломы или флексуры, ограничивающие структуры Среднекуринской депрессии от антиклинария Малого Кавказа. В то же время на схеме тектонического районирования, составленной Э. Шихалибеги (1966), Предмалокавказский глубинный разлом прослеживается по западной границе прогиба до широты города Ханлар. Далее

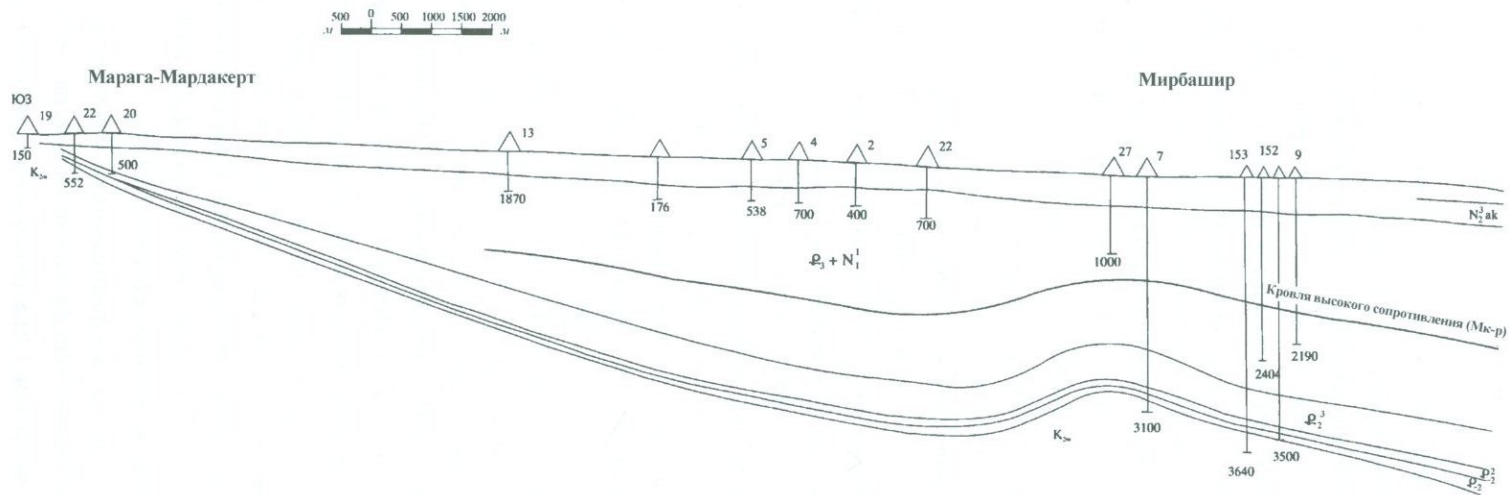


Рис. 3.23. Региональный геологический профиль

граница продолжается в виде региональной флексуры, протягивающейся в юго-восточном направлении до р. Аракс.

По геофизическим данным (Гаджиев, 1984), граница между Малым Кавказом и Среднекуринской низменностью, в том числе в пределах территории наших исследований, выражена предполагаемым глубинным разломом.

В 2008 г. Институтом геологических наук НАН Армении был проведен анализ данных дистанционного зондирования и полевой геохимической съемки в пределах юго-западной части Среднекуринского прогиба (Багдасарян и др., 2007). По этим данным; в рельефе и на космических снимках указанная граница отмечается в виде протяженной и отчетливо выраженной линейной морфоструктуры С-СЗ простирания, ограничивающей юго-западный борт впадины от восточных склонов мегантиклинория Малого Кавказа.

Основываясь на полученных результатах исследований, авторы констатируют следующее: по данным космических снимков и других имеющихся материалов, юго-западная граница Среднекуринского прогиба интерпретируется как отчетливо выраженная граница резкого и скачкообразного изменения градиентов по ландшафтным, морфоструктурным, морфометрическим, литолого-стратиграфическим, геолого-структурным и другим признакам. Информация, полученная при структурном анализе материалов дистанционного зондирования, дополненная данными кратковременных полевых наблюдений (наличие на отдельных участках зон дробления, смятия, гидротермального изменения пород, проявлений активных тектонических подвижек и др.), позволяет характеризовать указанную структуру как систему тектонических нарушений, затухающих в верхних горизонтах осадочного чехла. Указанная система сопряженных разломов группируется в зону единого регионального нарушения, протягивающегося вдоль главной куэстовой гряды в прибортовой части Среднекуринского прогиба и на всем протяжении отделяющего последний от мегантиклинория Малого Кавказа (рис. 3.24). В северо-западной прибортовой части Среднекуринского прогиба, в зоне относительного прибортового воздымания (на участке от гор. Мартакерта до г. Касум-Исмаилов), выделяется протяженная тектоническая структура в виде горстового поднятия, ограниченного по флангам двумя субмеридиональными разломами. В пределах последнего выделяются несколько сравнительно крупных структурных элементов — локальное тектоническое поднятие Нафгалан, Талишская тектоническая депрессия, Мартакертская и Марзилинская структуры, интерпретируемые в качестве предполагаемых локальных поднятий, погребенных под новейшими покровными отложениями.

В результате анализа данных дистанционного зондирования, опираясь на тектонические критерии возможной нефтегазоносности на территории Нагорно-Карабахской Республики, выделены два первоочередных участка, перспектив-

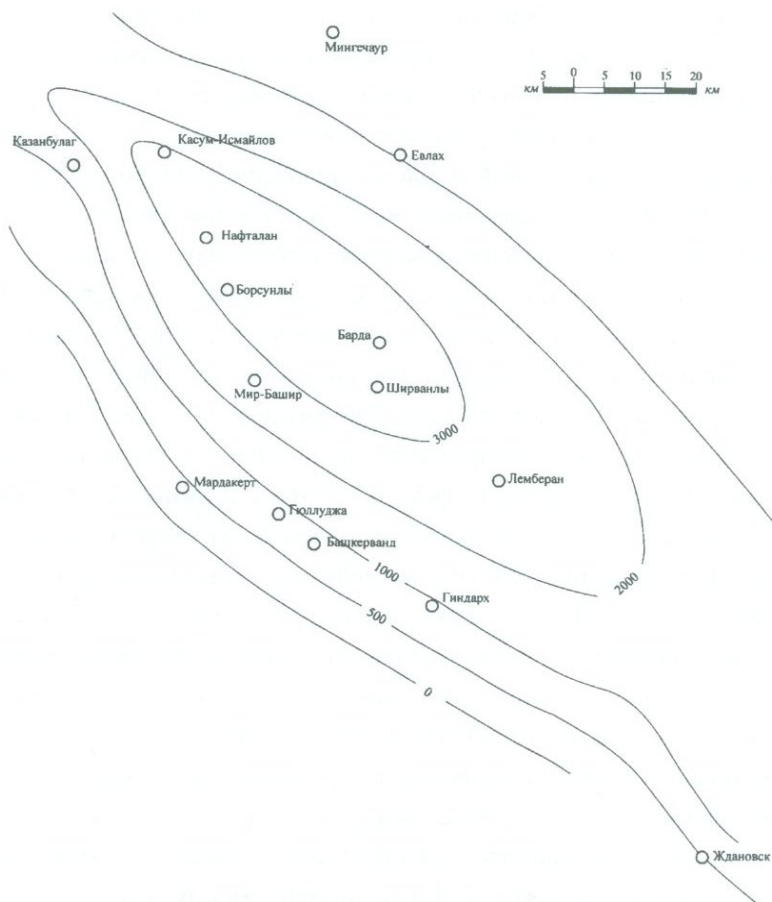


Рис. 3.24. Карта равных мощностей майкопской свиты

ных для поиска углеводородов, общей площадью около 650 кв. км. Первый участок — «Мартакерт» находится на крайнем северо-востоке территории Мартакертского района и охватывает приблизительно 350 кв. км, второй — «Марзили» площадью около 300 кв. км расположен в правобережье р. Каркар.

По данным космических снимков, в области сочленения Малокавказского глубинного разлома и разлома, ограничивающего восточный борт горстового поднятия (район гор. Мартакерта), отчетливо проявлена крупная структура в виде полуовала, «срезанная» по западному флангу зоной Предмалокавказского разлома (рис. 3.25). Указанная структура выделяется по весьма специфическому линейно-грядовому характеру мезорельефа поверхности.

Пространственно Мартакертская структура, по мнению авторов (Багдасарян и др., 2007), сформирована в прибортовой части Среднекуринского прогиба в

пределах регионального Предмалокавказского прогиба, который выполнен мощной толщей осадочно-вулканогенных образований мела и перекрывающими его осадочными отложениями палеоген-неогена, погружающимися в сторону Куринской депрессии. Верхняя часть разреза прибортовой области, где расположена структура, представлена мощной толщей галечников, конгломератов, суглинков и другого материала. Предположение об экзогенном (водно-эрозионном) происхождении этих строго ориентированных в пространстве линейно-грядовых структур неправомерно, поскольку система указанных элементов ориентирована в С-СЗ направлении, т. е. поперек выраженного в современном рельефе общего (регионального) уклона. Можно предположить тектоническую природу образования этой структуры, которая была сформирована в условиях интенсивных региональных стрессов, формирующих крупнейшие области погружений и воздыманий в исследуемой области. Исходя из этого и принимая во внимание тектогенное, глубинное происхождение описываемой структуры, можно допустить, что она была сформирована под воздействием тангенциальных сжатий, развитых в нижних структурных этажах прибортовой части прогиба, и представляет собой погребенное под более молодыми покровными образованиями локальное тектоническое поднятие, отображаясь на космических изображениях в виде ландшафтной «аномалии» на дневной поверхности.

На участке, расположенном в правобережье р. Каркар, по данным космических снимков, отчетливо выделяется крупная оваловидная в плане, слабо вытянутая к северу локальная тектоническая структура (рис. 3.26). Данная структура, рассматриваемая как погребенное сводовое поднятие, приурочена, по всей вероятности, к глубоким горизонтам молассовой формации, выполняющей прибортовую юго-западную часть Среднекуринского прогиба. С поверхности толща перекрыта верхнеплиоценовыми (апшерон) континентальными галечниковыми образованиями и аллювиально-делювиальными и пролювиальными рыхлыми покровными отложениями антропогена. Хотя описываемое погребенное поднятие слабо проявлено в современном рельефе, однако анализ материалов дистанционного зондирования позволяет выявить, оконтурить и охарактеризовать особенности его морфологии.

Главным фактором изучения морфологии и оценки кинематических параметров описываемой структуры в районе с. Марзили, позволяющим относить ее к активным погребенным сводовым поднятиям, являются косвенные, а также некоторые прямые признаки, отображенные непосредственно на поверхности. Структура меридиональной ориентации достигает длины порядка 10 км, по короткой оси широтного направления — около 6 км. Структурный анализ космических снимков с высокой степенью вероятности позволяет охарактеризовать данную структуру, как структуру активного воздымания с проявлениями де-

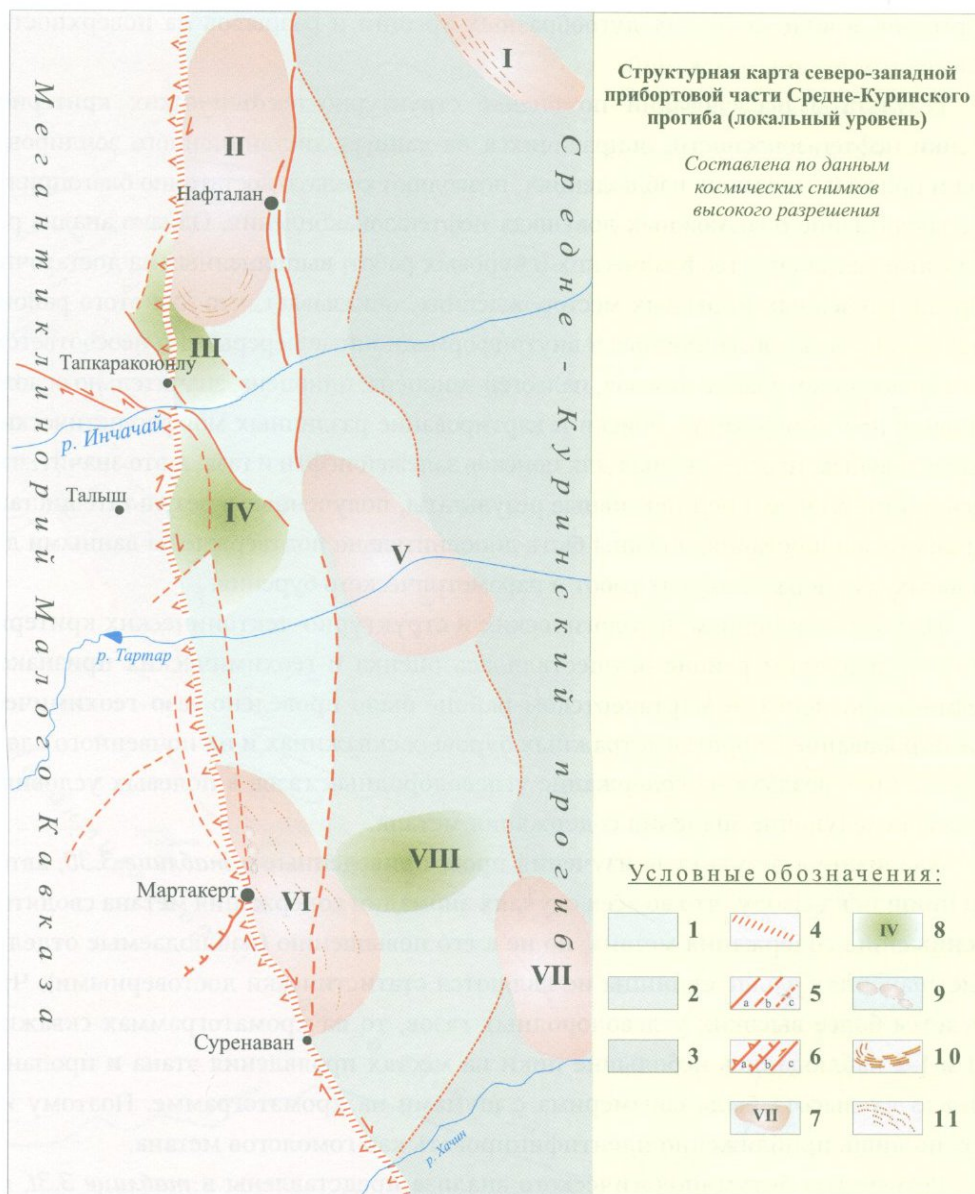


Рис. 3.25. Структурно-тектоническая схема (Багдасарян и др., 2007)

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1. Область горстового поднятия; 2. Область относительных прибортовых поднятий; 3. Область регионального погружения; 4. Зона Предмалокавказского глубинного разлома; 5. Разломы : а-хорошо выраженные, б-слабо выраженные, с-предполагаемые; 6. Кинематика разломов: а-взбросы, б-сбросы, с-сдвиги; 7. Локальные поднятия: I-Гедакбоз, II-Нафталан, V-Мирбашир, VI-Мартакерт (предполагаемое), VII-Гюлуджа; 8. Локальные впадины: III-Тапкаракоюнлы, IV-Талыш, VIII-Мартакерт; 9. Мелкие надразломные складки; 10. Следы слоистости в слагающей толще; 11. Серия мелких надвигов в предполагаемом погребенном поднятии.

формаций в виде коротких дугообразных трещин и разрывов на поверхности, слагающих толщу отложений.

Результаты исследований по оценке структурно-тектонических критериев оценки нефтегазоносности, опирающихся на данных дистанционного зондирования и полевых наземных наблюдениях, позволяют создать достаточно благоприятное впечатление о возможных ловушках нефтегазонакопления. Однако анализ результатов детальных геофизических и буровых работ, выполненных на достаточно хорошо изученных нефтяных месторождениях, показывает, что для этого района характерны межформационные и внутриформационные перерывы и несоответствие структурных планов мезозоя, палеоген-миоцена, плиоцена, значительно осложняющие прогнозирование, поиски и картирование различных морфогенетических типов ловушек, перспективных для поисков залежей нефти и газа. А это значит, что весьма интересные и перспективные результаты, полученные в результате дистанционного зондирования, должны быть дополнительно подтверждены данными детальных сейсморазведочных работ и параметрического бурения.

Наряду с изучением литологических и структурно-тектонических критериев, в исследуемом районе осуществлялась оценка и геохимических признаков нефтегазоносности. В Мартакертском районе было проведено газо-геохимическое опробование в короткометражных буровых скважинах и их почвенного слоя. Анализ проб воздуха на содержание углеводородных газов в полевых условиях показал следующие значения содержания метана.

Анализируя результаты изучения проб, приведенные в *таблице 3.30*, авторы пришли к выводу, что во всех случаях аномалии содержания метана сводятся к снижению содержания метана, но не к его повышению (наблюдаемые отдельные значения больше единицы не являются статистически достоверными). Что касается более высоких углеводородных газов, то на хроматограммах скважин 1-1 и 1-2 наблюдались небольшие пики на местах проявления этана и пропана, однако их высота была соизмерима с шумами на хроматограмме. Поэтому их можно лишь приближенно идентифицировать как гомологов метана.

Результаты битуминологического анализа представлены в *таблице 3.31*, из которой видно, что наиболее интересным представляется участок со скважинами 1-1 — 1-3. Довольно высокое содержание как хлороформенных, так и спиртобензольных фракций битумов позволяет предположить о перспективности этого участка для дальнейших исследований. Следует однако отметить, что повышенное содержание битума в керне из скважины 1-3 может оказаться результатом его загрязнения горюче-смазочными материалами. Об этом свидетельствуют также изменение типа битума, аномально высокое содержание органического углерода, аномально большая ширина зоны капиллярной экстракции.

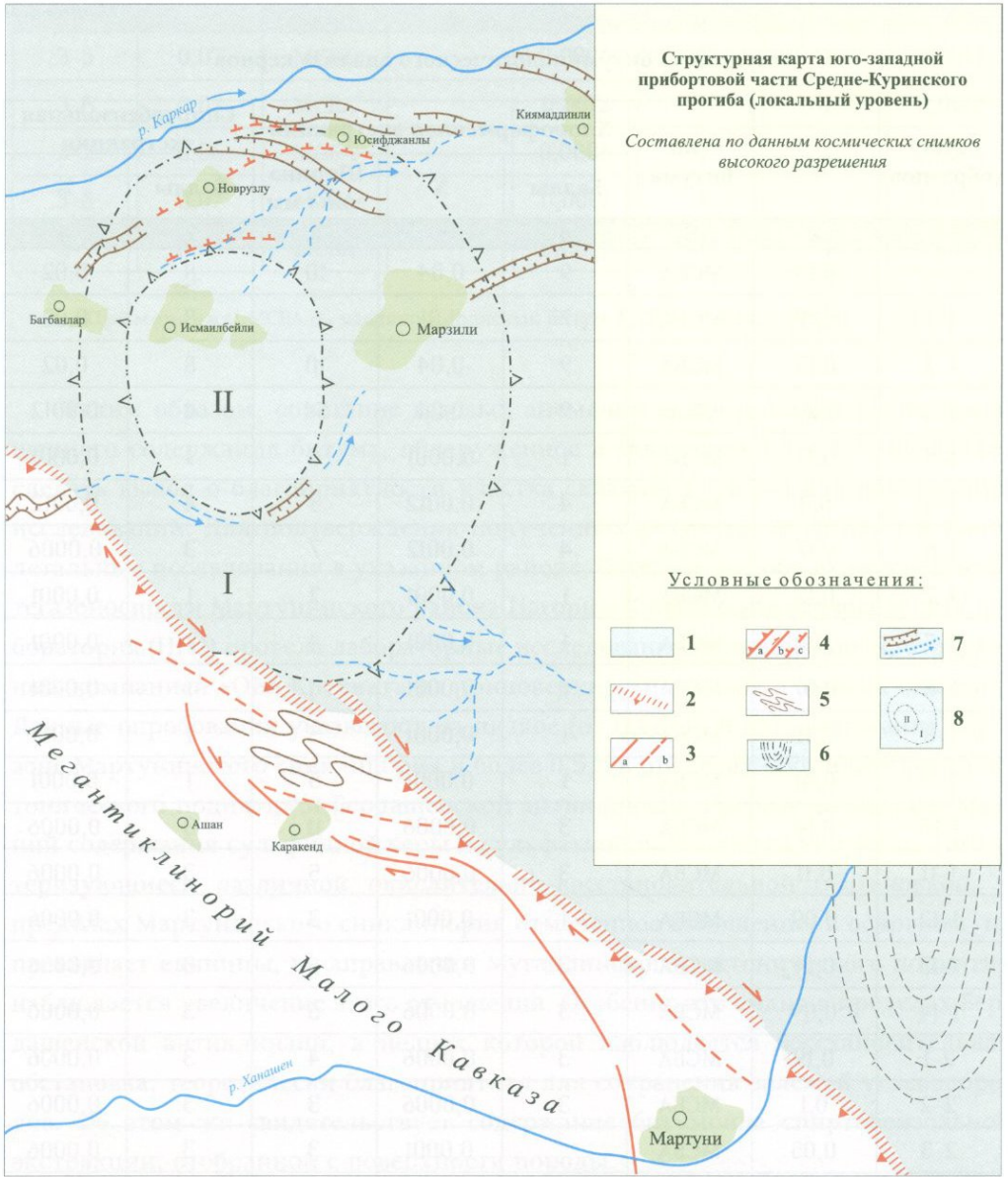


Рис. 3.26. Структурно-тектоническая схема (Багдасарян и др., 2007)

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1. Область относительных поднятий прибортовой части Средне-Куринского прогиба; 2. Зона Предмалокавказского глубинного разлома; 3. Разломы : а-хорошо выраженные, б-слабо выраженные и предполагаемые; 4. Кинематика разломов: а-взбросы, б-сдвиги; с- локальные сбросы, трещины; 5. Сильно дислоцированные, смятые, раздробленные породы в пределах ромбовидной структуры Pull-apart basin; 6. Антиклинальные складки, отображаемые на космических снимках Quick Bird; 7. Палеодолины, сухие русла; 8. Контуры погребенного сводового поднятия «Марзили» I – структура первого порядка, II – структура второго порядка.

Результаты битуминологического анализа кернов

№№ образцов	С орг., %	Тип битума	Хлороформенная экстракция			Спиртобензольная экстракция	
			Баллы	%	Ширина зоны мм	Баллы	%
1	2	3	4	5	6	7	8
	0,13	МСБА	9	0,04	10	8	0,02
1-1	0,19	МСБА	7	0,01	6	8	0,02
1-2	0,13	МСБА	9	0,04	10	8	0,02
1-3	0,29	ЛБА	9	0,04	54	4	0,0012
1-4	0,12	МСБА	1	0,0001	6	1	0,0001
1-5	0,3	МСБА	4	0,0012	3	4	0,0012
1-6	0,17	МСБА	4	0,0012	7	3	0,0006
1-7	0,12	МСБА	1	0,0001	2	1	0,0001
1-7	0,1	МСБА	1	0,0001	4	1	0,0001
1-8	0,07	МСБА	1	0,0001	5	1	0,0001
1-8	0,11	МСБА	i	0,0001	5	1	0,0001
1-9	0,41	МСБА	1	0,0001	5	1	0,0001
1-10	0,14	МСБА	3	0,0006	11	3	0,0006
1-11	0,11	МСБА	3	0,0006	5	3	0,0006
1-12	0,09	МСБА	1	0,0001	3	3	0,0006
1-13	0,14	МСБА	3	0,0006	6	3	0,0006
1-14	0,09	МСБА	3	0,0006	6	3	0,0006
2-1	0,19	МСБА	3	0,0006	4	3	0,0006
2-2	0,1	МСБА	3	0,0006	3	3	0,0006
2-3	0,05	МСБА		0,0001	3	3	0,0006
2-4	0,08	МСБА		0,0001	3	3	0,0006
2-5	0,03	МСБА		0,0001	3	3	0,0006
2-6	0,04	МСБА		0,0001	2	3	0,0006
3-1	0,04	МСБА		0,0001	3	3	0,006
3-2	0,1	МСБА		0,0012	7	4	0,0012
3-3	0,13	МСБА		0,0012	4	4	0,0012
3-4	0,07	МСБА		0,0001	4	3	0,0006

1	2	3	4	5	6	7	8
3-5	0,07	МСБА		0,0006	4	4	0,0012
3-6	0,07	МСБА		0,0012	7	4	0,0012
3-7	0,06	МСБА		0,0006	4	3	0,0006
3-8	0,07	МСБА		0,0001	2	3	0,0006
3-9	0,05	МСБА		0,0001	2	3	0,0006

Примечание: МСБА — масляно-смолистый битум А, ЛБА — легкий битум

Таким образом, сочетание газовых аномалий и предположительно повышенного содержания битума, обнаруженное в скважинах 1-1 и 1-3, позволяет сделать вывод о благоприятности участка скважин 1-1 и 1-3 для дальнейших исследований. Для подтверждения полученных результатов требуются более детальные исследования в указанном районе. С целью оценки возможной нефтегазонасности Мартунинского района Нагорно-Карабахская геологическая лаборатория (ИГН) провела лабораторные исследования образцов пород, отобранных компанией «Ойл Крекинг» из приповерхностного слоя и мелких скважин. Данные опробования указывают на низкое (от 0,04 до 0,2%) содержание $C_{орг}$ в зоне Мартунинского синклиория и более 0,5 % в пределах Муганлинского тектонического поднятия и Бердашенской антиклинали. По результатам отношений содержания сульфидной серы к сульфатной выделяются три зоны, характеризующиеся различной окислительно-восстановительной обстановкой. В пределах Мартунинского синклиория отмеченное отношение, в основном, не превышает единицы, в направлении Муганлинского тектонического поднятия наблюдается увеличение этого отношения. Особенно это видно в пределах Бердашенской антиклинали, в недрах которой наблюдается восстановительная обстановка, теоретически благоприятная для сохранения залежей углеводородов. Об этом же свидетельствует содержание битумоида спиртобензольной экстракции, отобранной с поверхности породы.

Геохимическая съемка была проведена также в пределах тектонически экранированной структуры Мартакертского района. По результатам анализа геохимических исследований проб, отобранных компанией «Ойл Крекинг» с приповерхностного слоя, вышеуказанной лабораторией околонулена площадь возможного нефтенасыщения. Пробуренная этой компанией скважина №1, расположенная в центре околонуленной площади, подтвердила высокие геохимические критерии. Данные хлороформной и спирто-бензольной экстракции (таблица 3.32) указывают на высокое содержание хлороформного битумоида в органическом

веществе отобранных образцов пород (11–12 баллов). По результатам горячей экстракции содержание масляной фракции в битумоиде с глубиной увеличивается от 27,2 до 31,8%.

Таблица 3.32

**Результаты горячей экстракции и компонентного анализа битума
(скважина № 1, Мартакерт)**

№№ образцов	Глубина отбора, м	Горячая экстракция битума, %		Компонентный анализ, содержание в %		
		хлороформная	спирто-бензольная	асфальтены	масла	смолы
1	8,80	0,0242	0,0463	17,9167	27,9167	54,1667
2	12,0 13,2 14,0 14,8	0,2560	0,3000	7,3296	31,8542	60,2219

По данным Ю. Р. Каграманова (2008), результаты геохимических исследований Мартакертской площади указывают на возможные перспективы нефтегазоносности.

Таким образом, анализ результатов литолого–стратиграфических, структурно–тектонических и геохимических исследований позволяет предгорную восточную зону территории Нагорно–Карабахской Республики оценивать как возможно перспективную на нефть и газ. В разрезе этой зоны в отложениях верхней юры, мела, палеогена и неогена можно прогнозировать открытие мелких залежей углеводородов.

На современном этапе принять окончательное решение по бурению дорогостоящих поисковых скважин на приоритетных конкретных ловушках нефти и газа практически невозможно ввиду чрезвычайной ограниченности осуществленных исследований на территории НКР и, следовательно, отсутствия достоверных данных. Квалифицированные действия требуют обязательных уточнений полученных данных путем проведения детальных сейсморазведочных работ, бурения параметрических скважин и обобщения новых данных по Гандзакскому нефтегазоносному району. Эти исследования целесообразно провести после анализа современной информации по нефтегазоносности, полученной западными компаниями на территории изучаемого нефтегазоносного бассейна.

Глава 4

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

4.1. Пресные подземные воды

4.1.1. Гидрография

В пределах НКР располагаются истоки относительно крупных рек — Тартар, Инджа, Хачен (с притоком Колатаг), Варанда, Каркар (с наиболее крупными притоками Бадара, Меграгет, Гайбали), Хонашен, Ишханагет и др. Эти реки и их притоки по водному режиму относятся к группе рек с паводочным режимом в весенне-летний период.

Река Тартар берет свое начало на восточных склонах *Сюникского нагорья* на высоте 3120 м над уровнем моря, и течет с юго-запада на северо-восток. Наиболее крупным притоком ее является р. Трги.

Длина реки 200 км, общая площадь водосбора 2650 км². Среднегодовой расход реки в створе с. Матагис составляет 22,1 м³/сек.

Основное питание р. Тартар составляют грунтовые воды (70 %), сезонные снега принимают значительно меньшее участие (20%) в формировании стока. 10% приходится на остальные виды питания. Значительную роль играют воды родников, расположенных в верховьях реки.

Формирование стока р. Тартар происходит до с. Матагис, ниже, в пределах Азербайджана, река притоков не принимает, более того, имеет место интенсивный разбор воды на орошение и другие хозяйственные нужды.

Гидрологический режим р. Тартар изучался в основном на водопостах Карвачар, Магавуз и Матагис.

Река Хачен образуется от слияния рек и родников, стекающих с восточных склонов Малого Кавказа. Истоки ее располагаются на высоте 2720 м над уровнем моря. Бассейн реки узкой полосой вытягивается с юго-запада на северо-восток. Долина реки до с. Ванк имеет V-образную форму. Длина р. Хачен 104 км, до створа ниже впадения р. Колатаг — 34 км. Площадь водосбора 657 км², до замыкающего створа ниже р. Колатаг — 369 км²; р. Хачен не доносит свои воды до Куры. По характеру водного режима относится к группе рек с паводковым режимом. Основное питание происходит за счет дождей, выпадающих в осенне-летние месяцы. Роль родников и талых вод в питании реки незначительна.

Формирование поверхностного стока р. Хачен завершается у впадения р. Колатаг. ниже, в связи с разбором воды на орошение, происходит уменьшение стока и, как правило, большую часть года ниже дороги Мартакерт–Аскеран воды в русле не бывает.

Гидрологические наблюдения производились в двух пунктах — у с. Ванк и ниже впадения р. Колатаг. Среднегодовой расход воды в створе ниже впадения р. Колатаг составляет $2,87 \text{ м}^3/\text{сек}$, изменяясь в отдельные годы от $1,85$ до $6,40 \text{ м}^3/\text{сек}$. Максимальные расходы воды в реке в створе с. Колатаг изменяются от $15,3$ до $121 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Общая минерализация воды изменяется от 173 до 398 мг/л , вода гидрокарбонатная, кальциевая. Общая жесткость ее $2,36\text{--}3,88 \text{ мг-экв./л}$.

Река Каркар берет начало на восточном склоне Карабахского хребта, на высоте 2080 м . Образуется от слияния рек Гайбали и Зар.

Бассейн реки вытянут с юго-запада на северо-восток на 111 км (до ст. Аскеран). Площадь водосбора 1490 км^2 . Средняя высота 1240 м , средний уклон $18,1 \%$. По характеру водного режима р. Каркар относится к группе рек с паводковым режимом. Основное питание составляют дождевые воды (47%). Роль талых и грунтовых вод почти одинакова и не превышает $20\text{--}30 \%$. Среднегодовой сток у гор. Аскерана определяется климатическими факторами и составляет $2,78 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Класс воды гидрокарбонатный, кальциевый. Величина минерализации меняется в пределах $268\text{--}674 \text{ мг/л}$, в районе гор. Степанакерта — $268\text{--}484 \text{ мг/л}$.

Река Тракет образуется в основном за счет родникового стока. Гидрологический режим ее на сегодняшний день не изучен.

Реки Меграгет и Патара (основные притоки р. Каркар) берут свое начало на северо-восточных склонах Карабахского хребта, на высоте $2300\text{--}3000 \text{ м}$. Длина их составляет 22 км (Меграгет) и 32 км (Патара). (рис. 4.1) Верховья рек представлены узкими, местами каньонообразными долинами. Расход их составляет $0,94$ и $1,60 \text{ м}^3/\text{сек}$ соответственно. Вода пресная.

Река Хонашен начинается на восточных отрогах Карабахского хребта, на высоте 1300 м . Длина ее 52 км .

Рельеф в верхней части бассейна сильно расчленен с многочисленными логами и балками. Долина реки до с. Ннги имеет V-образную форму, а ниже — коробообразную.

Река Ишханагет берет начало в $1,5 \text{ км}$ северо-западнее с. Мец Кирс, со склонов Карабахского хребта. Длина ее 82 км , площадь водосбора 512 км^2 .

Река Атагут является вторым по величине притоком Ишханагета. Истоки ее расположены на восточных склонах Карабахского хребта, на высоте 2000 м . Дли-

на реки 15 км, площадь бассейна 65,3 км². Сток в многолетнем разрезе отмечается лишь в апреле и мае — 0,1 м³/сек.

Река Зар берет начало в северной части перевала, в районе с. Гойнюк, у восточного подножья г. Саксаган. На берегу этой реки находится минеральный источник Ттуджур. Уклон реки значительный — на протяжении 12–13 км разность в высотных отметках составляет 1100 м.

Река Гайбали в истоках состоит из двух рукавов, берущих свое начало с северо-восточного и северного склонов г. Сарыбаба. Оба рукава, сливаясь ниже минеральных источников «Ширлан», образуют типичную горную реку.

Гидрологический режим рек Зар и Гайбали климатический, расход воды полностью зависит от времени выпадения атмосферных осадков и таяния снегов. Летняя межень обеспечивается дренированием долинами рек подземных вод бассейнов этих рек и характеризуется незначительным количеством. Воды этих рек не принимают участия в формировании подземных вод, а, наоборот, дренируют их в силу орографических особенностей.

В целом воды рек Арцаха пресные, маломинерализованные, гидрокарбонатные, кальциевые.

4.1.2. Гидрогеологические условия территории НКР

На большей части территории НКР подземные воды приурочены к юрскому, меловому, неогеновому, четвертичному, а также интрузивно-вулканогенному комплексам. Наибольшее распространение имеет юрский водоносный комплекс, однако наиболее водообильны четвертичные отложения, приуроченные к долинам рек (аллювиальные образования), элювиально-делювиально-пролювиаль-



Рис. 4.1. Водопад в каньоне верховьев р. Патара

ным покровам и коллювиальным скоплениям, аллювиально-пролювиальным отложениям (последние в равнинной зоне). Источниками водоснабжения являются родники, формирующиеся за счет естественной разгрузки трещинно-жильных и трещинных вод. Дебиты родников обычно не превышают 0,5–1 л/сек, реже до 5–10 л/сек (при формировании за счет подземных вод некарбонатных пород).

Родники каптированы и используются для водоснабжения на расширенных участках долин горных рек, в том числе при их выходе на равнину. Подземные воды используются за счет перехвата подруслового потока дренами и скважинными водозаборами. Водоснабжение сел происходит преимущественно за счет родников, каптированных вблизи соответствующих населенных пунктов.

Разведка пресных подземных вод как источников хозяйственно-питьевого водоснабжения гор. Степанакерта проведена в долине р. Каркар в 1982–1983 гг. и в 1984–1986 гг. Подсчет запасов утвержден ГКЗ СССР (протокол № 107771 от 20 декабря 1989 г.).

Поисковые работы пресных подземных вод выполнены для питьевого водоснабжения гор. Шуши (1986 г.), а также для водоснабжения сельских населенных пунктов и орошения земель в Мартунинском районе (1985 г.).

4.1.3. Водоснабжение гор. Степанакерта пресными подземными водами долины р. Каркар

Гидрографическая сеть района гор. Степанакерта представлена рекой Каркар и ее левыми притоками Тракет, Меграгет, Патара.

Подземные воды района гор. Степанакерта приурочены к водоносным комплексам юрского, мелового и четвертичного возрастов. Однако степень обводненности различных пород неодинакова и зависит от их литологического состава, трещиноватости, наличия источников питания подземных вод и дренированности территории.

Четвертичный водоносный комплекс связан с аллювиально-делювиально-пролювиальными отложениями рек, к которым приурочены подрусловые потоки, флормирующиеся за счет поверхностных вод. Практический интерес представляют подрусловые воды рек Каркар и Меграгет. Коэффициент фильтрации водосодержащих пород (валунно-галечниковые образования с песчаным и песчанисто-глинистым заполнителем) варьирует в пределах 13,3–31,5 м. Эти воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые.

Меловой водоносный комплекс приурочен к известнякам, песчаникам и туфогенным породам, причем наиболее водообильны трещиноватые известняки сеноманского возраста. Основными источниками питания подземных вод являются

ся атмосферные осадки. Дебит родников, связанных с отложениями этого комплекса, не превышает 0,2–0,5 л/сек. Химический состав воды гидрокарбонатный, натриево–кальциевый, с минерализацией 0,7 г/л.

Юрский водоносный комплекс широко распространен на территории всего Малого Кавказа. Приурочен к известнякам и вулканогенно–туфогенным породам (вулканиды, туфы, туфопесчаники, туфобрекчии). Трещинные воды этого комплекса выклиниваются на дневную поверхность в виде многочисленных нисходящих и восходящих родников с дебитом от 0,01 до 4,0 л/сек. Воды ультрапресные с минерализацией до 0,2 г/л до пресных (минерализация до 1,0 г/л). Состав их гидрокарбонатный, гидрокарбонатно–сульфатный натриевый.

В пределах гор. Степанакерта распространены трещинные воды. Глубина залегания уровня воды изменяется в пределах 33,4–60,0 м, увеличиваясь с северо–востока к юго–западу. Абсолютные отметки уровня колеблются от 726,8 до 837,0 м. Мощность водоносного горизонта уменьшается с северо–востока к западу. Подземные воды в пределах Степанакертской предгорной равнины формируются в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков. Поток подземных вод направлен на северо–восток и на восток от предгорий к р. Каркар. Водовмещающими породами являются, в основном, трещиноватые туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты и известняки. Водоснабжение гор. Степанакерта осуществляется в основном за счет поверхностных и частично подземных вод.

Водозаборы поверхностных вод организованы в долинах рек Меграгет, Гайбали и Тракет. Производительность Гайбалинского водозабора, расположенного выше с. Киркиджан, на левом берегу р. Гайбали, 30 л/сек. Меграгетский водопровод длиной 7,3 км, построенный в 1969 году, имеет производительность 60 л/сек. Тракетский водозабор расположен по правую сторону р. Тракет. Его производительность 20 л/сек (1,7 тыс. м³/сутки). Таким образом, общая производительность водозаборов поверхностных вод составляет ~ 110 л/сек, или 9,5 тыс. м³/сутки.

Водозаборы подземных вод состоят из 10 централизованных эксплуатирующихся скважин глубиной 96–151 м, с дебитом от 5,0 до 18,0 л/сек, сосредоточенных в северо–восточной и юго–восточной частях города, а также из каптажа трех родников. Среднесуточная добыча подземной воды составляла 105 л/сек, или около 9 тыс. м³/сутки (на 1985 г.). Дефицит потребностей города в источниках воды на перспективу составляет 365 л/сек, или 31,5 тыс. м³/сутки.

Разведочные работы, проведенные 1982–1983 гг. на Каркарском, Тракетском, Киркижанском и Степанакертском участках, а также в пределах долины р. Меграгет показали, что наиболее благоприятными гидрогеологическими условиями (выдержанная мощность водосодержащих пород, относительно хорошие гидрогеологические параметры) отличается долина р. Каркар.

Эксплуатационные запасы пресных подземных вод приведены в *таблицах 4.1 и 4.2.*

Таблица 4.1

Балансовые эксплуатационные запасы пресных подземных вод для питьевого водоснабжения гор. Степанакерта (тыс. м³/сутки)

Участки водозаборов	Водоносный горизонт	Категории	
		А	В
Степанакертский	среднеюрский	–	9,0
Каркарский	четвертичный (аллювий)	18,6	20,7
Итого		18,6	29,7

Таблица 4.2

Эксплуатационные запасы пресных подземных вод участков детальной разведки гор. Степанакерт и долины р. Каркар (1987–1989 гг.)

Проектируемый и действующий водозаборы	Эксплуатационные запасы подземных вод по категориям (тыс. м ³ /сутки)				
	А	В	А+В	С ₁	А+В+С ₁
Территория гор. Степанакерта (действующий водозабор)	–	9	9	–	9
Долина р. Каркар (проектируемый водозабор)	11,53	15,47	27,0	4,14	31,14
Всего	11,53	24,47	36,0	4,14	40,14

Примечание: Утверждены ГКЗ СССР 20.12.1989 г. (Протокол № 10771)

4.1.4. Пресные подземные воды для водоснабжения гор. Шуши

Гидрографическая сеть района гор. Шуши представлена реками Каркар, Гайбали и Зар. Подземные воды приурочены к юрскому и меловому водоносным комплексам.

Подземные воды в юрских отложениях имеют здесь широкое площадное распространение и приурочены к известнякам, туфопесчаникам, туфобрекчиям, туфоконгломератам и туфогравелитам, характеризующимися повсеместно небольшой обводненностью. Родники выходят из базальтов и кварцевых порфиритов батского яруса и имеют дебиты от 0,01 до 0,3 л/с. Величина общей минерализации воды 0,3–0,9 г/л. Воды по химическому составу гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-кальциевые.

Подземные воды в меловых отложениях занимают меньшую площадь, но этот комплекс характеризуется большей обводненностью пород. Подземные воды приурочены к трещиноватым известнякам, песчаникам и туфогенным образованиям. Основными источниками питания подземных вод являются атмосферные осадки. Родники имеют дебит 0,2–0,5 л/с. Химический состав воды гидрокарбонатный натриево–кальциевый с минерализацией 0,7 г/л.

До 1988 года подземные воды поступали самотеком по трем водоводам:

1. Татевосский (длина водопровода 28 км от с. Ттуджур) — 6л/сек (500 м³/сутки).
 2. Хангизинский (32 км — от с. Ширлан) — 8,5 л/сек (735 м³/сутки).
 3. Аскердеринский (10 км — от с. Карин-так) — 30–35 л/сек (~3000 м³/сутки).
- Итого ~ 4000–4200 м³/сутки.

Первые два водопровода построены еще в XIX веке. В настоящее время эксплуатируется только Татевосский водопровод.

Для получения подземных питьевых вод наиболее перспективные участки расположены на Шущинском плато, гипсометрически выше города. Пробурено 5 скважин общим объемом 1465 п.м. В пределах города в 1984–1986 гг. были заложены три скважины (№№ 1, 2, 5 с глубинами соответственно 300, 315, 350 м). Во всех скважинах обводненными оказались лишь верхние трещины (до глубины 175 м).

Ориентировочные эксплуатационные запасы пресных подземных вод по вышеотмеченным участкам составляют: I участок — 0,62 тыс. м³/сутки; II участок — 0,13 тыс. м³/сутки; III участок — 0,07 тыс. м³/сутки. Всего — 0,82 тыс. м³/сутки.

Потребность гор. Шуши в источниках хозяйственно–питьевого водоснабжения на перспективу составляет более 12 тыс. м³/сутки. В настоящее время водоснабжение города осуществляется за счет поверхностных и подземных вод. В целом запасы подземных вод по результатам буровых работ, составляют 3,89 тыс. м³/сутки, что обеспечит потребности города на перспективу примерно на 30 %.

Следует отметить, что при подсчете ориентировочных запасов принималась глубина водоотбора 100 м, что в настоящее время не является техническим пределом современных электропогружных насосов серии ЭЦВ — их высота нагнетания воды превышает 150 м. В силу указанного можно считать, что подсчитанные запасы подземных вод являются несколько заниженными.

4.1.5. Пресные подземные воды Мартунинского района

Мартунинский район характеризуется весьма сложными гидрогеологическими условиями, обусловленными сложной геологией и тектоникой территории. Подземные воды встречаются почти во всех комплексах пород — от юрских до четвертичных, но степень водообильности их неравноценна и зависит от многих факторов: геолого-тектонические особенности (трещиноватость пород, морфоструктурные особенности региона, фациальный и литологический составы пород), климатические условия и другие естественные и искусственные факторы

На территории района встречаются воды как со свободной поверхностью, так и напорные, как пресные, так и слабосоленоватые. Наиболее водообильным является четвертичный комплекс, имеющий значительное площадное распространение и приуроченный к аллювиальным образованиям (долины рек), элювиально-делювиально-пролювиальным, коллювиальным и аллювиально-пролювиальным отложениям. Формирование подземных вод четвертичных отложений в основном происходит за счет инфильтрации поверхностных вод рек Хонашен, Караджур и Варанда, а также атмосферных осадков, конденсационных и оросительных вод. Практический интерес представляют подрусловые воды долины р. Хонашен.

Водосодержащие породы представлены валунно- и гравийно-галечниковыми отложениями с песчаным заполнителем. Эффективная их мощность находится в пределах 42,0–65,0 м. Коэффициенты фильтрации варьируют от 0,94 до 3,30 м/сутки, коэффициент водопроницаемости — 39,5–516,2 м/сутки. Абсолютные отметки уровня грунтовых вод меняются от 390,0 до 152,0 м. По химическому составу подрусловые воды гидрокарбонатно-сульфатные натриевые, гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриево-магниевые (Инструкция, 1985).

Водоносный комплекс, приуроченный к меловым отложениям, объединяет подземные воды всех типов (напорные и безнапорные) и залегает до глубины 250–300 м. Подземные воды приурочены к песчаникам, туфопесчаникам и трещиноватым известнякам, последние характеризуются наибольшей обводненностью. Родники, выходящие из трещиноватых известняков коньякского возраста, имеют дебит от 0,01 до 0,3 л/сек. Величина общей минерализации 0,3–1,7 г/л. Воды по своему составу гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые.

Юрские отложения повсеместно характеризуются большой обводненностью. Подземные воды приурочены к туфопесчаникам, туфобрекчиям, туфоконгломератам и туфогравелитам. Родники выходят из базальтов и кварцевых порфиров батского яруса и имеют дебиты от 0,03 до 8,0 л/сек. Общая минерализация

воды находится в пределах 0,2–1, 3 г/л, что делает иногда проблематичным использование их в питьевых целях. Воды гидрокарбонатно–сульфатные натриево–кальциевые, гидрокарбонатные кальциево–магниево (табл. 4.3).

В результате проведенных до 1985 года работ пробурено 53 скважины общим объемом 12351 п. м, из коих 7 скважин объемом 1300 п. м глубиной до 200 м и 46 скважин объемом 11051 п. м глубиной до 300 м. Принцип поисков — обнаружение синклиналильных структур, каждая из которых является небольшим бассейном (артезианским?) подземных вод. Выделяются перспективные гидрогеологические районы, которые могут обеспечить следующее (конечно, весьма ориентировочное) количество воды по комплексам (табл. 4.3).

Региональные эксплуатационные запасы подземных вод Мартунинского района по категории C_1 (суммарный расход расчетных водозаборов) составляют 82,99 тыс. м³/сутки, по категории C_2 (по модулю родникового стока) 7,34 тыс. м³/сутки.

Таблица 4.3

**Гидрогеологическая характеристика водоносных комплексов
Мартунинского района**

Водоносный комплекс или горизонт	Максимально возможные дебиты скважин (л/сек)	Минерализация	Химический состав
Четвертичный	12	0,3–3,4	HCO ₃ –SO ₄ –Cl : Na–Ca–Mg
Верхнеплиоцен–нижнечетвертичный	10	0,5–3,2	SO ₄ –Cl–HCO ₃ : Na–Mg–Ca
Меловой	14,5	0,3–1,3	HCO ₃ –SO ₄ –Cl : Na–Ca–Mg
Юрский	14,5	0,3–1,3	HCO ₃ –SO ₄ –Cl : Na–Ca–Mg

В целом необходимо отметить, что в настоящее время Мартунинский район остро нуждается в водах хозяйственно–питьевого назначения и для целей орошения.

4.1.6. Пресные подземные воды города Мартакерта

Город Мартакерт снабжается водой из подземных источников. Это кягрис, построенный в XIX веке (выводящие его части располагаются в верхней части города, производительность около 10 л/сек), водозабор в пойме р. Чайлаг и одна скважина на территории города.

Водозабор в пойме р. Чайлаг построен в 1952 году. Состоит из 5 линейно — вытянутых скважин и 3 горизонтальных дрен. Производительность каждой скважины около 10 л/сек (общая производительность около 50 л/сек), дрен — около 20 л/сек. Каждая дрена имеет по одному смотровому колодцу. Рядом с дренами пробурена одна скважина, подающая воду в общую с дренами линию.

Воды всех водозаборов пресные, с сухим остатком 0,7–1 г/л. По составу они гидрокарбонатно–сульфатные натриево–кальциевые (Шахназарян, 1980).

Следует отметить, что в настоящее время прокладывается водовод р. Хаченгор. Мартакерт, который значительно улучшит состояние водоснабжения гор. Мартакерта.

Город Мартакерт снабжается водой из двух каптированных родников, построенных в 1961 и 1969 годах. Дебит их 7 и 8 л/сек соответственно.

4.1.7. Пресные подземные воды города Гадрута

Город Гадрут снабжается водой из 5 скважин, пробуренных в 1962–1979 годах. Общая производительность (по данным института «Южгипросельхозводоснабжение») 37 л/сек.

Таким образом, пресные подземные воды осадочных и терригенно–осадочных образований юры и мела характеризуются относительно глубоким залеганием водоносных горизонтов. К продуктивным относятся и четвертичные аллювиальные отложения речных долин, имеющие непосредственную связь с подрусловыми водами поверхностных водотоков. Как правило, водоносные горизонты юры и мела вскрыты буровыми работами на глубинах 200–300 м. Однако и эти горизонты не являются достаточно обводненными, имея весьма небольшие дебиты. При этом качество полученной воды оставляет желать лучшего. Величина минерализации колеблется в весьма широком диапазоне значений — от 0,6 до 1,5 г/л (при норме 1 г/л), а в некоторых случаях достигает величины 2,5–3,5 г/л.; воды, как правило, жесткие (7–8 мг/экв), такие параметры для вод хозяйственно–питьевого водоснабжения нежелательны.

Весьма сомнительного качества и подрусловые воды долин, которые помимо угрозы санитарно–бактериологического загрязнения, некачественны и по химическим показателям.

Таким образом, для получения пресных подземных вод хозяйственно–питьевого назначения, причем невысокого качества, должно быть заложено большое количество скважин с проектной глубиной 200–220 м., но эти скважины будут призваны обеспечить водой только города.

4.2. Минеральные воды

Минеральные воды Арцаха и смежных регионов с языческих времен использовались населением в целебных целях, о чем свидетельствует ряд манускриптов на разных языках, находящихся в хранилище древних рукописей Армении — Матенадаране.

Целенаправленные научные изыскания в этой области на территории Арцаха начаты с середины XX столетия. Данные этих исследований приводятся в ряде публикаций (Аскеров, 1954; Бабаев, 2002: Гидрогеология СССР, т. XII, 1969; Кашкай, 1960).

Минеральными водами принято называть воды, обладающие биологически активными свойствами и оказывающие физиологическое воздействие на организм человека вследствие повышенного содержания определенных химических компонентов, в том числе радиоактивных, органических веществ, газов или повышенной температуры (Бабаев, 2002).

В настоящее время выделяют 10 основных бальнеологических групп минеральных вод: I — минеральные воды, действие которых определяется ионным составом и минерализацией; II — углекислые; III — сероводородные; IV — железистые; V — бромистые и йодо-бромистые; VI — кремнистые; VII — мышьяксо-держащие; VIII — радоновые (радиоактивные); IX — борсодержащие; X — воды, обогащенные органическими веществами.

Минеральные воды Арцаха относятся ко II группе, группе углекислых минеральных вод. Наиболее известны Ширланская группа минеральных вод и источник Ттуджур (Лисагор), входящие в Ттуджур–Ширланскую гидрогеохимическую зону (Шушинский район), а также группа минеральных вод Карвачарской гидрогеохимической зоны (Шаумянский район) (рис. 3.1).

4.2.1. Ттуджур–Ширланская гидрогеохимическая зона

Ттуджур–Ширланская гидрогеохимическая зона приурочена к Сарыбабинскому синклинию Севано–Агаринской структурно–формационной зоны Малого Кавказа, выполненному отложениями средней юры (туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники, порфириды) и осадочной толщей мелового возраста (чередование аргиллитов, песчаников, глинистых сланцев и мергелистых известняков альба и сеномана). Весь комплекс вулканогенных и осадочных пород прорван интрузиями ультраосновного состава (серпентинизированные перидотиты). Коренные породы сильно дислоцированы и разбиты тектоническими нарушениями (Геология СССР, т. XLVII, 1972; Шихалибейли, 1964, 1966).

На участках Тгуджур и Ширлан с давних пор наблюдались естественные выходы углекислых минеральных вод, питание которых происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков в районах трещиноватых пород юры (келловей, титон) и нижнего мела (альб, сеноман). Вследствие наличия углекислого газа и повышенного гидростатического давления из пород ультраосновной формации разгружаются восходящие воды, разбавленные в верхней зоне пресными поверхностными водами.

Источники Ширлан. Расположены в 32 км к запад — северо-западу от гор. Шуши, в долине р. Сарыбаба. Систематическое изучение минеральных вод этих источников начато в 1953–1954 гг., когда было пробурено несколько скважин. Вода скважины №5 подавалась по минералопроводу к санаторному комплексу гор. Шуши.

В 1959–1962 гг. были пробурены и опробованы еще 8 скважин. Результатом этих работ явилась оценка эксплуатационных запасов минеральных вод (*табл. 4.4*), которые были утверждены в Государственном комитете по запасам СССР (Протокол ГКЗ СССР № 5994 от 19. 06. 1970г.).

Таблица 4.4

Эксплуатационные запасы Ширланских минеральных вод

Участки	Скважины, по дебитам которых обоснованы запасы	Эксплуатационные запасы, м ³ /сутки, по категориям	
		B	C ₁
Верхний Ширлан	19/66	—	16
	20/66	285	—
Нижний Ширлан	13/61	—	27
	14/61	—	14
Всего		285	57

В 1973–1977 гг. были продолжены гидрогеологические разведочные и опытные работы с целью увеличения эксплуатационных запасов минеральных вод и изучения их химического состава. Были пробурены 4 скважины глубиной от 200 до 485 м — три на участке *Верхний Ширлан*, одна — на участке *Нижний Ширлан*. Скважины эти пробурены в вулканитах батского возраста. Результатом этих исследований стала оценка эксплуатационных запасов углекислых минеральных вод участка *Верхний Ширлан* с дебитом 406 м³/сутки (Протокол № 25 Производственно-технического Совета экспедиции «Азгеокаптажминвод» от 4.11.1977 г.). Эти работы показали большую стабильность режима и качества минеральных вод во времени.

Выделяются три типа Ширланских слабоуглекислых минеральных вод: гидрокарбонатные кальциево–магниевого, гидрокарбонатные магниевое–кальциевого, гидрокарбонатные магниевое–натриевого. Спонтанная газовая фаза представлена углекислым газом — до 98,7% объема (96,6–98,5 % — Нижний Ширлан, 84,0–98,7 % — Верхний Ширлан). Вода холодная ($T^{\circ} = 5,3\text{--}12,9^{\circ}\text{C}$ — Нижний Ширлан, $9,0\text{--}12,9^{\circ}\text{C}$ — Верхний Ширлан), слабокислая ($\text{pH} = 6,2\text{--}6,8$), железистая (Feобщ. до 25,5 г/л), кремнистая (H_4SiO_4 105 мг/л). Содержания рудных микрокомпонентов (Cu, Ni, Pb, Zn, V) не превышают предельно–допустимые концентрации (ПДК), установленные ВОЗ (1994 г.) (Экологически чистые..., 1998). Растворенные органические вещества присутствуют в незначительных количествах, практически отсутствует органический азот. Микробный ценоз скуден, коли–титр и коли–индекс в норме (табл. 4.5), что указывает на отсутствие поверхностного загрязнения и на антимикробное действие самой воды.

Таблица 4.5

Санитарно–бактериологическое состояние Ширланских минеральных вод

Участок	№№ скважин	Дата анализа	Коли–титр	Коли–индекс	Число бактерий в 1 мг
Верхний Ширлан	17	07.09.1967	333	3	–
	19/66	07.09.1967	300	3	100
		07.04.1968	333	3	–
		25.10.1968	333	3	–
	20/66	07.09.1967	333	3	100
		07.04.1968	333	3	–
		25.10.1968	333	3	–
	24/68	15.08.1976	300	3	100
25/73	15.08.1976	300	3	–	
Нижний Ширлан	13	07.09.1967	300	3	100
		05.04.1968	333	3	–

Источники Туджур (Лисагор). Расположены в 17 км (по шоссе) от гор. Шуши, у Лисагорского перевала.

Изучение минеральных вод началось в 1953–54 гг. На базе скважины № 2 был создан цех по розливу минеральной воды, действовавший до 1961 г. В 1959–1962 гг. и в 1966–1969 гг. были оценены эксплуатационные запасы минеральных вод по ка-

теории В, утвержденные в ГКЗ СССР в количестве 70 м³/сутки (Протокол № 5994 от 19.06.1970 г.). В обосновании запасов лег дебит скважины №15/2.

Воды Лисагорских источников углекисло-железистые, гидрокарбонатные, магниевые-кальциевые или кальциевые-магниевые, малой минерализации (2,3–2,6 г/л), холодные ($T^{\circ} = 8,5\text{--}13^{\circ}\text{C}$). В целом по своим физико-химическим свойствам они близки к Ширланским.

Особенностью вод Ттуджур-Ширланской гидрогеохимической зоны является преобладание магния над кальцием и большое количество железа — до 6 мг/л в окисной форме и до 26 мг/л — в закисной. Высокое содержание Mg схоже с минеральными водами Татев-2, Суренаван, Сотк (все Армения), Уравели (Грузия), Нарзан (Россия) и с некоторыми водами Дальнего Востока (Дарасунские, Куксинские). Химический состав обусловлен циркуляцией вод в железисто-магниезиальных ультрабазитах.

Проведенные в 1953–1954 и в 1960 гг. клинико-экспериментальные исследования по изучению лечебных свойств Лисагорских и Ширланских минеральных вод позволили установить, что они обладают высокими бальнеологическими свойствами и могут успешно применяться для лечения целого ряда заболеваний — желудка, кишечника, печени, кровеносной и сердечно-сосудистой систем, обмена веществ и др. (Бабаев, 2002; Кашкай, 1960).

Прекрасная живописная местность, прохладный климат, чистый и здоровый воздух курортных местностей Ттуджур и Ширлан способствуют увеличению эффективности применения этих вод при различных заболеваниях. Лечебные свойства минеральных вод, климатические и микроклиматические условия Шуши-Ттуджур-Ширлан выдвигают эту зону как одну из перспективных для организации здесь курортно-санаторных учреждений.

К Ттуджур-Ширланской гидрогеохимической зоне можно отнести и источник Ттуджур, расположенный на северо-восточной окраине гор. Степанакерта, на левом берегу р. Каркар. Здесь в 80-х гг. прошлого столетия была пробурена всего одна скважина.

Гидрохимический анализ воды, произведенный в гидрохимической лаборатории ИГН НАН РА, позволил отнести ее к гидрокарбонатно-сульфатной натриево-кальциевой с общей минерализацией до 3 г/л. Вода холодная ($T^{\circ} = 17, 5^{\circ}\text{C}$), слабокислая ($\text{pH} = 6,25$), кремнистая ($\text{H}_2\text{SiO}_4 \gg 100$ мг/л), слабо минерализованная (Халатян и др. 2004). В воде обнаружены относительно высокие содержания таких элементов, как As и Rb. Формирование воды происходит, скорее всего, в серпентинизированных участках гипербазитовых отложений.

Санитарно-бактериологический анализ, произведенный в лаборатории Санэпидстанции НКР в 2001 г., показал, что высокий микробный ценоз, повышенные коли-титр и коли-индекс не позволяли использовать ее в питьевых целях.

По всей вероятности, бактериологическое загрязнение минеральной воды имело антропогенное происхождение — рядом с источником проходит городской канализационный коллектор.

Повторный санитарно-бактериологический анализ, произведенный 13.08.2003 г. той же лабораторией, дал следующие результаты: микробный ценоз скуден (в незначительных количествах обнаружены сульфатредуцирующие и аммонифицирующие микроорганизмы), коли-титр и коли-индекс в норме — >333 и <3 соответственно. Очевидно, загрязнение минеральной воды сточными водами носит временной характер и связано, по всей вероятности, с сезоном дождей.

Рекомендуем проведение режимных наблюдений за всеми питьевыми подземными водами, пресными и минеральными, обезопасив население от опасных заболеваний.

4.2.2. Источники Туми и Тогских минеральных вод

Расположены близ одноименных селений, в пределах юго-восточного окончания Карабахского хребта, в глубокой котловине.

Источники Тог приурочены к восточному взбросу меридиональной ориентации на северном крыле Тогской антиклинали. К нарушению приурочено внедрение кислой интрузии диоритового состава. Источники Туми также связаны со взбросом широтного простирания в центральной части Туминской антиклинали. В обоих случаях нарушения прослеживаются в вулканогенных породах средней и верхней юры.

До начала разведочных работ (1971–1974 гг.) здесь было три выхода минеральных вод с общим дебитом 9,3 л/сек и температурой 15°. Скважины вскрыли минеральные воды в андезитах бата, причем воды носят пластовый характер. Здесь выделяются два типа минеральных вод:

1. Сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые, углекислые, кремнистые. Общая минерализация — 1,1–1,3 г/л. Содержание свободной углекислоты — 0,6–1,0 г/л, кремниевой кислоты — 83 мг/л. Кроме того, в них отмечается концентрация борной (2,7 мг/л) и фосфорной (0,2 мг/л) кислот, а также меди (0,015 мг/л). Воды холодные.

2. Гидрокарбонатные магниево-кальциевые, углекислые, кремнистые, с общей минерализацией 2,2–3,3 г/л, холодные. Содержание свободной углекислоты 1,7–2,2 г/л, кремниевой — 120–172 мг/л, борной — 13,0–26,0 мг/л, фосфорной — 0,18–0,2 мг/л, окисного железа — 1,0–3,0 мг/л, закисного железа — 12,0–30,0 мг/л, меди — 0,01–0,02 мг/л, мышьяка — 0,04 мг/л. Основной компонент газовой фазы в обоих типах Туми-Тогских вод — углекислота (97–99%). Азот, кислород и редкие

газы присутствуют в небольших количествах. Туми–Тогские минеральные воды могут применяться для лечения желудочно–кишечных заболеваний.

Генетически минеральные воды Туми и Тог относятся к древним инфильтрационным водам (Зейналов и др., 1974). В глубинных зонах разломов в вулкано–генных породах средней юры они обогащаются углекислотой и рядом микроэлементов, а затем поднимаются на земную поверхность, проходя сложный путь по породам различного состава.

Эксплуатационные запасы минеральных вод оценены в 101,9 м³/сутки, однако на утверждение в ГКЗ СССР они не представлялись.

В 2008–2009 гг. НКГЛ были проведены гидрогеологические и гидрохимические исследования воды Туминского минерального источника. Анализ, произведенный в гидрохимической лаборатории ИГН НАН РА, показал, что вода этого источника принадлежит гидрокарбонатному, кальций–магний–натриевому классу с минерализацией 0,7 г/л и величиной pH = 5,65.

Соединения азота не обнаружены, что свидетельствует об отсутствии антропогенного загрязнения воды. Основной компонент газовой фазы — углекислота (97–99 %). Кислород и редкие газы присутствуют в небольших количествах. Содержание металлов и галогенов не превышает ПДК. Вода холодная, дебит более 4л/сек.

Были проведены медико–физиологические исследования воды минерального источника «Туми» в лабораториях нервнoгормональных механизмов, физиологии гладкомышечных тканей и физиологии вегетативной нервной системы института физиологии им. Л. А. Орбели НАН РА (2008 г.) и в институте физиологии и курортологии Министерства здравоохранения РА, которые показали, что вода минерального источника «Туми» относится к типу минеральной воды «Нафтуся» (Украина), и ее можно с успехом использовать в бальнеологии — урологические болезни, болезни печени, желудочно–кишечного тракта, обмена веществ.

4.2.3. Джермаджур–Карвачарская гидрогеохимическая зона

Первые исторические сведения о Джермаджурских источниках относятся к XII веку. Отрывочные научные сведения об этих минеральных источниках появились еще в XIX веке. В работе К. Грума (1855) приводятся описания физических свойств «серных» и кислых термальных вод. Некоторые краткие сведения об этих источниках приводятся Э. А. Гофманом (1909), В. Меллером и М. Денисовым (1910). последние указывают, что «вода температурой 39° Реомюра (48,8 °C) по химическому составу почти не отличается от обыкновенной пресной воды и содержит лишь незначительное количество сероводорода».

Планомерные гидрогеологические исследования начались с 1933 года.

Район минеральных источников входит в состав Севано–Агаринской тектоно–магматической зоны Малого Кавказа и сложен вулканогенными и осадочными образованиями от юры до четвертичного возраста. Рассматриваемый район изобилует углекислыми минеральными водами, различными по условиям формирования, циркуляции, разгрузки, а также по физико–химическим свойствам и геохимическим особенностям. Это обусловлено пестрыми геолого–структурными особенностями района.

На востоке отмечена группа месторождений термальных и холодных углекислых минеральных вод «Тутхун», западнее — термальные и холодные углекислые минеральные воды «Карвачар», Нижний Джермаджур и др., а на юге — термальные и радоновые углекислые воды Верхний Джермаджур и Багырсах. Несмотря на некоторые различия физико–механических свойств, эти месторождения, по–видимому, представляют единый гидрогеологический бассейн. Минеральные воды формируются в различных структурах, отличаются как по химическому составу, так и по геохимическим особенностям, и приурочены к поперечным антикавказским разрывам.

Джермаджур–Карвачарская гидрогеохимическая зона охватывает большую площадь в верховьях Тартара. В ее пределах заслуживают особого внимания четыре группы минеральных вод (с юга на север): Багырсахская, Верхнеджермаджурская, Нижнеджермаджурская и Карвачарская.

Вода всех минеральных источников района Верхний Джермаджур относится к типу термальных углекисло–гидротермально–хлоридно–сульфатных натриево–кальциевых вод с температурой от 21,6 до 62 °С и минерализацией в пределах 4,3–6,7 г/л. Суммарный дебит источников превышает 2 млн. л/сутки.

В водах источников Верхнего Джермаджура и Багырсахского участка отмечено небольшое количество кальция. На Багырсахском участке воды насыщены эманациями радия. Воды источников Нижнего Джермаджура содержат сульфатных ионов больше, чем хлоридных. В этих источниках отчетливо отмечается повышение количества щелочных земель, снижение содержания хлора и увеличение количества SO_4 . Минерализация вод меняется в пределах 3,85–6,29 г/л.

Воды Карвачарского участка аналогичны водам Нижнего Джермаджура, их общая минерализация достигает 3,2–4,4 г/л. Содержание в воде свободной углекислоты изменчиво. Углекислота в водах присутствует и в растворенном, и в свободном состоянии. В горячих водах углекислоты обычно мало, порядка 0,2 г/л, а в холодных — более 0,5 г/л. В составе газа количество углекислоты достигает 99,8–99,9%. Содержание благородных газов определяется сотыми и тысячными долями процента.

Подток углекислого газа обуславливает пульсацию минеральной воды, которая в некоторых источниках происходит периодически в течение нескольких секунд или минут. Дебит углекислого газа в минеральных источниках Верхнего Джермаджура составляет $772 \text{ м}^3/\text{сутки}$ при дебите воды $960,8 \text{ м}^3/\text{сутки}$.

Минеральные воды, обогащенные радиоактивными элементами, подразделяются на отдельные генетические группы, среди которых особенно выделяют радонные воды, имеющие большое терапевтическое значение. В данном регионе обращают на себя внимание холодные источники Багырсахской группы минеральных вод, где концентрация радона в воде достигает более 700 единиц Махе. Радиоактивность их выше, чем источников Цхалтубо и Пятигорска (Гидрогеология СССР, т. XII, 1969).

Эксплуатационные запасы месторождений Верхнего и Нижнего Джермаджура были оценены и утверждены ГКЗ СССР в 1964 г. в количестве 825 и $180 \text{ м}^3/\text{сутки}$ соответственно (Протокол №4454 от 20 ноября 1964 г.). Эти запасы обеспечивали потребности курорта, организованного в Верхнем Джермаджуре в полном объеме и достаточны для перспективного развития в ближайшем будущем.

Аналогом Джермаджурских минеральных вод являются знаменитые источники Карловы Вары (Чехия), Джермук (Армения).

Воды Джермаджурских источников являются лечебными для болезней желудочно-кишечного тракта, печени и желчных путей, почек и мочевыводящих путей, при нарушениях обмена веществ, в том числе при диабете и ожирении, при различных заболеваниях нервной системы, органов движения и опоры, сосудов, кожных и гинекологических заболеваниях и др. (Аскеров, 1954; Бабаев, 2002).

Тутхунская гидрогеохимическая подзона с востока примыкает к Джермаджур-Карвачарской гидрогеохимической зоне.

В долине р. Тутхун многочисленны выходы углекислых минеральных вод, минерализация которых обычно близка к $2\text{--}2,4 \text{ г/л}$. Почти во всех источниках воды углекислые, гидрокарбонатные кальциево-натриево-магниевые, т. е. по составу близки к водам Джермаджур-Карвачарской гидрогеохимической зоны.

Минеральные воды бассейна р. Тутхун недостаточно насыщены углекислотой, как спонтанной, так и связанной: содержание ее изменяется от 0,3 до 1, 2%. На выходах температура минеральных вод изменяется от $10,6$ до $24,4 \text{ }^\circ\text{C}$. Суммарный дебит минеральных источников подзоны достигает $500 \text{ м}^3/\text{сутки}$.

К юрским отложениям приурочен *Чаректарский источник*, расположенный на правом берегу р. Тартар. Минеральная вода выходит из шаровых лав (кератофиры и кварцевые порфиры). Температура воды $11 \text{ }^\circ\text{C}$. Дебит равен $2,3\text{--}2,4 \text{ м}^3/\text{сутки}$. Минерализация воды $2,8 \text{ г/л}$. В воде содержится $0,7 \text{ г/л}$ свободной углекислоты. Вода углекислая гидрокарбонатная натриево-кальциевая.

На месторождении *Багырсах* минеральные воды вскрыты двумя скважинами: № 5/63 и № 11/63. Вода напорная. Дебит воды 20 л/сек (скважина № 5/63) и 42 л/сек (скважина № 11/63). Воды высокотермальные (T° 70–72 °С), углекислые хлоридно–гидрокарбонатные натриевые. Аналогом Багырсагских вод является источник Брамбах (Германия).

Источник *Тутхун*. (рис. 4.2). Отмечены естественные выходы минеральных вод на различных участках (табл. 4.6).

Таблица 4.6

Параметры и химический состав минеральных вод месторождения Тутхун

№№ источников	Дебит, л/сутки	Температура, °С	Формула химического состава
№1	100000	17–18	CO_2 0,8–1,1 М2,5 $\frac{\text{HCO}_3\text{71SO}_4\text{24}[\text{C15}]}{\text{Ca55Na28}[\text{Mg17}]}$
№2	28000	15–16	CO_2 1,1 М2,7 $\frac{\text{HCO}_3\text{73}[\text{SO}_4\text{17}][\text{C18}]}{\text{Ca49Na36}[\text{Mg15}]}$
№3	4000	20	CO_2 1,0 М2,9 $\frac{\text{HCO}_3\text{78}[\text{SO}_4\text{11}][\text{C10}]}{\text{Ca41Na40}[\text{Mg19}]}$

На участке Тутхун скважиной № 9/66 при прохождении вулканогенной толщи нижнего сантона получена минеральная вода, по химическому составу отличная от других типов вод: T° 20,8 °С Д 64000 л³/сутки. Вода хлоридная кальциево–натриевая.

4.2.4. Ак–Ерикская гидрогеохимическая зона

Расположена в Кашатагском районе. Здесь выявлено около 20 минеральных источников, расположенных вблизи одноименных сел. Район углекислых минеральных источников входит в состав Севано–Агаринской тектоно–магматической зоны Малого Кавказа и сложен вулканогенными и осадочными образованиями от верхнего мела до четвертичного возраста.

Воды источников как холодные (T° 9–15 °С, Ерик), так и теплые (T° 21–36 °С, Ак). Минерализация вод, относительно высокая в теплых водах — около 5 г/л, в холодных падает до 0, 5–1,5 г/л. Химический состав вод в основном гидрокарбонатно–хлоридно–натриево–магниевый–кальциевый. Содержание углекислого газа ко-



Рис. 4.2. Термальный минеральный источник «Тутхун»

леблется от 1,2 г/л в теплых водах до 2,4 г/л в холодных, содержание углекислоты в свободном газе — от 91,7 до 98,3 %. Суммарный дебит вод источников зоны свыше 1,5 млн. л/сутки.

4.2.5. Перспективы использования гидроминеральных ресурсов

Минеральные и термальные воды НКР представляют исключительную ценность. Наличие значительных дебитов, разнообразие химического и газового составов, а также терапевтические свойства вод и благоприятное географическое расположение многих месторождений являются основой для более широкого их освоения в лечебных целях и в различных отраслях. По химическому составу и лечебным свойствам минеральные воды Карвачара идентичны всемирно известным источникам — *Карловы Вары* (Чехия), *Боржоми* (Грузия), *Бджни*, *Дилижан*, *Джермук*, *Агверан* (все Армения), *Виши* (Франция), *Брамбах* и *Эмс* (Германия), *Железноводск* (Россия) и др.

Месторождения минеральных вод республики могут иметь большое практическое значение, так как они могут быть использованы:

- в санаторно–курортном строительстве;
- в промышленном розливе;
- в химической промышленности;
- в сельском хозяйстве;
- как источник тепловой энергии.

Особенно велико курортное значение минеральных вод в связи с местоположением их в благоприятной живописной местности с отличными климатическими и природными условиями.

Среди многочисленных углекислых минеральных вод чрезвычайно ценными как для создания бальнео–питьевых курортов, так и для организации промышленного розлива являются воды месторождений *Ширлан*, которые использовались Шушинским санаторным комплексом, *Туджур* (Лисагор), а также *Джермаджур*. Высокие бальнеологические свойства популярных издавна горячих углекислых минеральных вод «Джермаджур» послужили основанием для строительства здесь курортного комплекса. Первые курортные постройки появились в Джермаджуре в начале 50–х гг. прошлого столетия и к середине 80–х гг. здесь имелись 3 санаторных корпуса. В 50–х гг. был основан завод розлива минеральных вод мощностью до 5 млн. бутылок в год, с 1976г. был задействован новый завод мощностью 22 млн. бутылок в год.

На наш взгляд, при соответствующих инвестициях можно и нужно реконструировать курортный комплекс.

Необходимо отметить, что изучение минеральных вод Арцаха, кроме научного интереса и бальнеологических целей, преследует и ряд прикладных задач. Со второй половины прошлого столетия положено начало изучению возможного использования углекислых вод в качестве промышленного источника по извлечению из них некоторых редких элементов и газов (Хитаров, 1957; Крайнов и др., 1962, 1964, 1973; Крайнов, 1973). Практический интерес представляет метод сорбционного извлечения редких щелочных металлов из термальных вод, предложенный Э. С. Халатяном (Халатян, 1978, 1999–2000). В этой связи некоторые минеральные воды Арцаха после специального исследования могут оказаться пригодными для получения углекислого газа и редких элементов.

СВЕДЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НКР

№№ пп	Месторождения или проявления	Местоположение	Запасы или прогнозные ресурсы, содержание	Степень изучен- ности
1	2	3	4	5
ГРУППА I				
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
1. Нефть и горючие газы				
	<i>Нефть и газ</i>			
1	Мартакерт–Мартуни–Гадрутский нефтегазоносный район	Восточные, приграничные части Мартакертского, Мартунинского и Гадрутского районов	Возможно перспективные площади	Проводятся исследования
2	Гадрут–Кашатагский нефтегазоносный район	Южные приграничные части Гадрутского и Кашатагского районов	—	Поиски
2. Твердые горючие ископаемые				
	<i>Каменный уголь</i>			
3	Магавузская группа проявлений	Мартакертский район, у с. Магавуз	Уголь — 13,02 млн. <i>т</i> Угольные породы – 14,89 млн. <i>т</i>	Разведка
4	Нарештарское проявление	Мартакертский район, в 7–8км к Ю–ЮВ От с. Нарештар, в верховьях р. Хачен	—	Поиски
5	Колатагское проявление	Мартакертский район, у с. Колатаг	—	Поиски

1	2	3	4	5
ГРУППА II МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
1. Черные металлы				
	<i>Железо</i>			
6	Магавузское проявление	Мартакертский район, у с. Магавуз	—	Поиски
7	Халафлинское проявление	Гадрутский район, в 7км к западу от г. Джрактн	—	Поиски
	<i>Хром</i>			
8	Аркадьевское проявление	Шаумянский район, в 500–600м ниже Соткской дороги, на высоте 2200м		Поиски
9	Тапасарское месторождение	Шаумянский район, в 2км к СЗ от с. Истиахпюр	Cr_2O_3 45000 т (43, 1–52, 6%)	Разведка
10	Дарбинянновская точка минерализации	Шаумянский район, в 8км к ЮВ от с. Гейдара	—	Поиски
11	Гальяновская точка минерализации	Шаумянский район, в 5–6км к востоку от с. Гейдара	—	Поиски
12	Красногорская точка минерализации	Шаумянский район, в 7км к востоку от с. Гейдара	—	Поиски
13	Тараяновская точка минерализации	Шаумянский район, в 5–6км к востоку от с. Гейдара	—	Поиски
14	Николаевское проявление	Шаумянский район, в 1, 5км к востоку от с. Гейдара	Cr_2O_3 8–10 тыс. т	Детальные поиски
15	Гылынчлинская точка минерализации	Шаумянский район, у с. Гылынчлы	—	Поиски
16	Дадиванкское (Хатаванкское) проявление	Шаумянский район, в 1, 5км к ЮВ от с. Нор Геташен, на левом берегу р. Тартар	Cr_2O_3 5–7 тыс. т	Проводятся исследования
17	Кязимбининское проявление	Шаумянский район, в 2км к югу от с. Нор Геташен и в 3км к СЗ от с. Чумен	Cr_2O_3 12–15 тыс. т	Детальные поиски

1	2	3	4	5
18	Нор Эркечская точка минерализации	Шаумянский район, в 1, 5км к СВ от с. Нор Эркедж	—	Поиски
19	Чаректарская точка минерализации	Шаумянский район, близ с. Миджин Чаректар, в 2–2, 5км к северу от шоссеиной дороги	—	Поиски
20	Чуменское проявление	Шаумянский район, близ с. Чумен	—	Поиски
21	Левское проявление	Шаумянский район, близ с. Лев	—	Поиски
22	Ехцинское проявление	Шаумянский район, близ с. Ехци	—	Поиски
23	Заидзорское проявление	Шаумянский район, близ с. Заидзор	—	Поиски
24	Гавриловское проявление	Кашатагский район, в 17км к СВ от г. Бердзор	Cr_2O_3 5–7 тыс. т	Детальные поиски
25	Миджин–Ипякская точка минерализации	Кашатагский район, в 16, 5км к С–СЗ от г. Бердзор	—	Поиски
26	Ипякское проявление	Кашатагский район, в 0, 3км к СВ от с. Верин Ипяк	Cr_2O_3 3–5 тыс. т	Проводятся исследования
27	Гайбалинское проявление	Кашатагский район, в 1, 5–2км от с. Ипяк, у истоков р. Гайбалу	—	Поиски
2. Цветные металлы				
	<i>М е д ь</i>			
28	Дрмбонское месторождение	Мартакертский район, вблизи с. Дрмбон	Au 13, 66т (3, 94г/т) Ag 18, 9т (5, 75г/т) Cu 47, 9 тыс. т (1, 38%)	Эксплуатируется
29	Ванкское проявление	Мартакертский район, в 0, 6км к ЮЗ от с. Ванк	Cu до 0, 3%	Поиски
30	Джамиллибулагское проявление	Мартакертский район, в 32км к СВ от с. Атерк	—	Поиски
31	Эльбексарское проявление	Мартакертский район, в 18км к СВ от с. Атерк	Cu — до 17, 7%,, в среднем — 0, 5%	Проводятся исследования

1	2	3	4	5
32	Кусапатское проявление	Мартакертский район, севернее с. Кусапат	<i>Cu</i> 0, 1–0, 4% <i>Mo</i> до 0, 003% <i>Au</i> до 1, 0г/т <i>Ag</i> 0, 1–17г/т	Проводятся исследования
33	Вардадзорское проявление	Мартакертский район, в 1км к востоку от с. Вардадзор	<i>Cu</i> 1, 9% <i>Au</i> 2, 6г/т <i>Ag</i> 10, 1г/т	Проводятся исследования
34	Чанкатагское проявление	Мартакертский район, западная окраина с. Верхний Чанкатаг	<i>Cu</i> 0, 06 — 2, 02% <i>Ag</i> 0, 4–6, 4г/т	Проводятся исследования
35	Казанчинское проявление	Мартакертский район, у с. Казанчи	—	Проводятся исследования
36	Хатынбейлинское проявление	Мартакертский район, у с. Хатынбейли	<i>Cu</i> 0, 2–3, 6% <i>Au</i> до 5г/т <i>Ag</i> 3, 4–96, 4г/т	Проводятся исследования
37	Амбаринджурское проявление	Мартакертский район, в 2, 5км к западу от с. Вардадзор	<i>Cu</i> 0, 03–0, 7% <i>Au</i> 2, 6–8, 7 г/т <i>Ag</i> 4, 9–11, 3 г/т	Проводятся исследования
38	Цахкашенское проявление	Мартакертский район, в 2км к ЮВ от с. Цахкашен	<i>Cu</i> 4, 3 млн. т (0, 3%) <i>Mo</i> 59, 2 тыс. т (0, 005%) <i>Au</i> 118, 26 т <i>Ag</i> 868, 2 т	Проводятся исследования
39	Неркин Вардадзорское проявление	Мартакертский район, ЮВ продолжение Цахкашенского проявления	<i>Cu</i> 0, 05–1, 3% <i>Mo</i> 0, 001–0, 002%	Проводятся исследования
40	Хаченское проявление	Аскеранский район, в 7–8км от г. Агдам, На правом берегу р. Хачен	<i>Cu, Mo</i>	Детальные поиски
41	Тракетское проявление	Аскеранский район, в 5км к СЗ от г. Степанакерт	—	Проводятся исследования
42	Зарданашенское проявление	Мартунинский район, в 1, 5км к западу от с. Зарданашен	<i>Cu, Au, Ag</i>	Проводятся исследования

1	2	3	4	5
43	Мец Тагерское проявление	Гадрутский район, у с. Мец Тагер	—	Проводятся исследования
44	Калашовское проявление	Гадрутский район, в 2км к ЮЗ от с. Мец Тагер	—	Проводятся исследования
45	Каладеринская группа проявлений	Кашатагский район, в 8км к СВ от г. Бердзор	—	Поиски
46	Агбендское проявление	Кашатагский район, в бассейне рр. Сыгырт и Вежнали, к северу от ж/д станции Агбенд	—	Поиски
47	Хырманларская точка минерализации	Кашатагский район, в 8км к северу от г. Бердзор	—	Поиски
48	Лисогорское проявление	Шушинский район, в 10км к СВ от г. Бердзор	<i>Cu, Ag</i>	Поиски
49	Котурлинская точка минерализации	Кашатагский район, в верховьях р. Котурлу	—	Поиски
50	Тасы–верстское проявление	Шушинский район, у с. Тас Верст	<i>Cu</i> до 0, 02%	Проводятся исследования
51	Ехцаогское проявление	Шушинский район, в 0, 7км к ЮЗ от с. Ехцаог	<i>Cu</i> до 0, 08%	Проводятся исследования
52	Йотволоранское проявление	Шушинский район, в верховьях р. Яглыдара	<i>Cu</i> до 0, 3%	Проводятся исследования
53	Даштаогское проявление	Шушинский район, в 0, 7–1, 5км к ЮЗ от с. Даштаог	<i>Cu</i> 0, 6%, <i>Mo</i> 0, 04% <i>Pb</i> 0, 6%, <i>Au</i> 0, 2–0, 4%	Проводятся исследования
54	Мец–шенская группа проявлений	Шушинский район, окрестности сс. Мец шен — Хин шен	<i>Cu</i> 0, 001–6, 48% <i>Au</i> — 2, 6–9, 8г/т <i>Zn</i> — 0, 001–0, 4% <i>Pb</i> — 0, 2–0, 6%.	

1	2	3	4	5
55	Багырсагское проявление	Шаумянский район, в 2, 5–3км к ЮВ от с. Джермаджур	Cu, Mo	Проводятся исследования
	<i>С в и н е ц и ц и н к</i>			
56	Мехманинское месторождение	Мартакертский район, у с. Мехмана	Pb 39, 6 тыс. т (1, 21–6, 87%) Zn 40, 3 тыс. т (2, 94–4, 91%)	Проводится детальная разведка
57	Левобагырсагское проявление	Шаумянский район, в 7–8км к ЮЗ от с. Джермаджур	Pb, Zn, Cu, W	Проводятся исследования
58	Султангейдарское проявление	Шаумянский район, в 10–12км к ЮВ от с. Джермаджур	—	Поиски
	<i>М ы ш ь я к</i>			
59	Анийское проявление	Кашатагский район, в 2км к СЗ от с. Ани	—	Поиски
60	Девебойнинское проявление	Кашатагский район, у с. Девебойни	—	Поиски
61	Дюльдюльское проявление	Кашатагский район, в 0, 8км к северу от с. Драхтадзор	—	Поиски
62	Драхтадзорское проявление	Кашатагский район, к СВ от с. Драхтадзор	—	Поиски
	<i>М о л и б д е н</i>			
63	Чанкатагское проявление	Западная окраина с. Верхний Чанкатаг	—	Поиски
64	Црасарское месторождение	Шаумянский район, к югу от с. Джермаджур	Mo 0, 01–0, 2%, Cu 0, 01–0, 3%, Pb 0, 001–1, 83%, Zn 0, 01–0, 74%	Детальные поиски
	<i>Р т у т ь и с у р ь м а</i>			
65	Левское месторождение	Шаумянский район, у с. Лев	Hg — 501m Sb — 3240m (5%)	Разведка

1	2	3	4	5
66	Ширранская точка минерализации	Шаумянский район, в 6км к СЗ от с. Лев	—	Поиски
67	Кендьеринская точка минерализации	Шаумянский район, у с. Кендъери	—	Поиски
68	Истибулакская точка минерализации	Шаумянский район, у с. Истибулак	—	Поиски
69	Западно–Левское проявление	Шаумянский район, у горы Мец Гиналдаг	—	Поиски
70	Ново–Левское проявление	Шаумянский район, в 6–8км к СЗ от с. Лев	—	Поиски
71	Шикакарское проявление	Шаумянский район, в 15км к СЗ от г. Карвачар	—	Поиски
72	Архачдаринское проявление	Шаумянский район, к северу от с. Нор Брэджур	—	Поиски
73	Нор Брэджурское проявление	Шаумянский район, у с. Нор Брэджур	—	Поиски
74	Нор Веришенское проявление	Шаумянский район, в 7км к СВ от г. Карвачар	—	Поиски
75	Ханланлы–Башлыбельское проявление	Шаумянский район, в 30км к Ю–ЮЗ от г. Карвачар	—	Поиски
76	Дадиванкское месторождение	Шаумянский район, у с. Дадиванк	Hg — 201m	Детальная разведка, эксплуатировалось
77	Спитакажайрское месторождение	Шаумянский район, у с. Агкая	—	Разведка
78	Башкенд–Миллинское проявление	Шаумянский район, у с. Башкенд	—	Поиски
79	Зуарское месторождение (с Эйванским участком)	Шаумянский район, у с. Зуар	Hg — 659, 8m	Детальная разведка, эксплуатировалось
80	Гюнейпеинское проявление	Шаумянский район, в 5км к СЗ от Зуарского месторождения	—	Поиски

1	2	3	4	5
81	Ханланлинская точка минерализации	Кашатагский район, в 60км к западу от г. Бердзор, в 40км к ЮЗ от г. Карвачар	—	Поиски
82	Эльеринское проявление	Кашатагский район, в 1-1, 5км к СЗ от с. Айтаг	—	Поиски
83	Чильгясчайское месторождение	Кашатагский район, у с. Алакчи	—	Поиски
84	Нагдалинское проявление	Кашатагский район, у с. Нагдали	—	Поиски
85	Проявление «Арзу»	Кашатагский район, у с. Меграшен	—	Поиски
86	Нарзанлинское месторождение	Кашатагский район, у с. Меграшен	—	Поиски
87	Проявление «Думанлы»	Кашатагский район, у с. Карарлы	Hg — до 0, 1%	Поиски
88	Ипякское проявление	Кашатагский район, у с. Ипяк	Hg — до 0, 1%	Поиски
89	Халифалинская группа проявлений	Кашатагский район, у с. Халифали	—	Поиски
90	Тгуджурская точка минерализации	Шушинский район, в 0, 5км к северу от с. Лисогор, на левом берегу р. Зарысли	—	Поиски
		3. Благородные металлы		
	З о л о т о			
91	Мец-Царасарское месторождение	Шаумянский район, в 7-8км к СЗ от с. Цар	Au 0, 4-9, 5г/т	Разведка
92	Зейликское проявление	Шаумянский район, у с. Зейлик	Au 0, 4-1, 5г/т	Поиски
93	Тутхунское проявление	Шаумянский район, бассейн р. Тутхун	Au 0, 1-13г/т Ag 0, 4-11г/т	Проводятся исследования
94	Соютлинское проявление	Шаумянский район, бассейн р. Соютлу	Au 0, 1-8, 3г/т Ag 0, 1-26г/т	Проводятся исследования
95	Тундиргетское месторождение	Кашатагский район, у с. Вежнали	Au 4, 5т (0, 4-107, 3г/т)	Детальная разведка

1	2	3	4	5
		ГРУППА III НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ		
		1. Оптические материалы		
	<i>Исландский шпат</i>			
96	Мюришенская группа проявлений, в том числе Арчинпракское проявление	Мартунинский район, в 2, 5 км к СЗ от с. Мюришен	— 12150 кг	Поиски
97	Гаваханское проявление	Мартунинский район, в 0, 5 км к ЮЗ от с. Гавахан	—	Поиски
98	Саркисашенская группа проявлений	Мартунинский район, в 1, 5 км к СВ от с. Саркисашен, в 1, 5 км к СВ от с. Тагавард	—	Поиски
99	Цакурское месторождение	Гадрутский район, близ с. Цакури	—	Поиски
100	Санасарское проявление	Кашатагский район, в 1 км к югу от г. Санасар	—	Поиски
		2. Горнохимическое сырье		
	<i>Серный колчедан</i>			
101	Кусапатское месторождение	Мартакертский район, у с. Кусапат	—	Поиски
102	Вардадзорское месторождение	Мартакертский район, у с. Вардадзор	—	Поиски
103	Арутюнагомерское проявление	Мартакертский район, у с. Арутюна- гомер, в 26–27 км к Ю–ЮЗ от г. Мартакерт	—	Поиски
104	Ванкское месторождение	Мартакертский район, у с. Ванк	—	Поиски
105	Башлыбельское проявление	Шаумянский район, в 11–12 км к СЗ от г. Карвачар	—	Поиски
	<i>Барит</i>			
106	Мецкишлакское месторождение	Шаумянский район, в 5 км к ЮЗ от с. Бузлух, у с. Мецкишлак	барит — 138 тыс. т	Детальная развед- ка, эксплуатиро- валось

1	2	3	4	5
107	Тонашенское проявление	Мартакертский район, в 10км к 3- ЮЗ от с. Матагис, близ с. Тонашен	барит — 8209, 8т	Поиски
108	Кусапатское проявление	Мартакертский район, у с. Кусапат	—	Поиски
	Природные пигменты			
109	Дрмбонское проявление	Мартакертский район, в 0, 2км к северу от с. Дрмбон	Fe_2O_3 9, 1-14, 77% 1312т	Поиски
	3. Горнорудное сырье			
	Асбест			
110	Чаректарское проявление	Шаумянский район, у с. Чаректар	—	Поиски
111	Чорманское проявление	Шаумянский район, у с. Чорман	хризотил-асбест	Поиски
112	Чуменское проявление	Шаумянский район, в 8км от с. Чумен	хризотил-асбест	Поиски
113	Тапасарское проявление	Шаумянский район, в 1, 5км к СВ от с. Гейдара	тремолит-асбест	Поиски
114	Ипякское проявление	Кашатагский район, в 2-2, 5км к СЗ от с. Ипяк	—	Поиски
115	Козлунское проявление	Кашатагский район, у с. Козлу	хризотил-асбест	Поиски
116	Коберинское проявление	Кашатагский район, в 4км к СЗ от с. Алакчи	хризотил-асбест	Поиски
	4. Полудрагоценные и поделочные камни			
	Копал			
117	Айтагское проявление	Кашатагский район, в 7-8км к СЗ от с. Шамкиур, у с. Айтаг, в верховьях р. Акера	—	Поиски
118	Анийское проявление	Кашатагский район, в 1, 2км к северу от с. Ани	—	Поиски

1	2	3	4	5
119	Азаташенское проявление	Кашатагский район, у с. Азаташен	—	Поиски
120	Проявление Лепехейранли	Кашатагский район, у с. Лепехейранли	—	Поиски
121	Проявление Дондарли	Кашатагский район, у с. Дондарли	—	Поиски
122	Матагиское проявление	Мартакертский район, у с. Матагис	—	Поиски
123	Проявление Сардарашен	Аскеранский район, у с. Сардарашен	—	Поиски
124	Проявление Аранзамин	Аскеранский район, у с. Аранзамин	—	Поиски
	<i>Яшма</i>			
125	Азаташенское проявление	Кашатагский район, в 300–500 м к СЗ от с. Кундадлы	—	Поиски
126	Новлинское проявление	Кашатагский район, в 6 км к ЮВ от с. Эйвазлы	—	Поиски
127	Лалазарское проявление	Кашатагский район, в 1 км к ЮЗ от с. Азаташен	—	Поиски
	<i>Оникс</i>			
128	Тутхунское проявление	Шаумянский район, левый берег р. Тутхун	мраморовидный оникс	Поиски
129	Джермаджурское проявление	Шаумянский район, у с. Джермаджур, на правом берегу р. Тартар	мраморовидный оникс	Поиски
	<i>Обсидиан</i>			
130	Леркасарское месторождение	Шаумянский район, в 8 км к ЮЗ от с. Джермаджур	иризирующий обсидиан — 20 000 м ³	Поиски
131	Сатанакарское месторождение	Шаумянский район, в 30–35 км к ЮЗ от с. Джермаджур	иризирующий обсидиан — 10 000 м ³	Поиски

1	2	3	4	5
	А г а т			
132	Тандзутское проявление	Кашатагский район, в 1–2км к югу от с. Тандзут	—	Поиски
133	Эйвазлинское месторождение	Кашатагский район, у с. Эйвазлы	—	Поиски
134	Гюрджулинское проявление	Кашатагский район, в 8км к востоку от шоссеной дороги Капан–Горис	1400 т	Поиски
	З м е е в и к (с е р п е н т и н и т)			
135	Аджарское проявление	Шаумянский район, у урочища Ад- жарис	—	Поиски
136	Зуарское проявление	Шаумянский район, у с. Зуар	—	Поиски
137	Тутхунская группа проявлений	Шаумянский район, бассейн р. Тутхун	—	Поиски
	Л и с т в е н и т			
138	Шикакарское проявление	Шаумянский район, в 3км к югу от с. Нор Геташен	—	Поиски
139	Тутхунская группа проявлений	Шаумянский район, бассейн р. Тутхун	—	Поиски
140	Конгурская группа проявлений	Шаумянский район, бассейн р. Кон- гур	—	Поиски
141	Яншакское проявление	Шаумянский район, у с. Яншак	—	Поиски
		5. Строительные материалы		
	Г р а н о д и о р и т			
142	Арегонийская группа месторождений	Мартакертский район, на границе Мартакертского и Аскеранского райо- нов (хребет Арегони)	7, 5 млн. м ³	Поиски
143	Нор Карачинарское месторождение	Шаумянский район, в 3км к СВ от с. Нор Вериншен	40 тыс. м ³	Поиски
144	Нор Вериншенское месторождение	Шаумянский район, в 3, 5км к СЗ от с. Нор Вериншен	40 тыс. м ³	Поиски

1	2	3	4	5
	<i>Габбро — диабаз, Габбро — тешенит</i>			
145	Вардадзорское проявление	Аскеранский район, к СВ от с. Вардадзор	—	Поиски
146	Вазгенашенское проявление	Аскеранский район, в 1, 2 км к ЮВ от с. Вазгенашен	—	Поиски
147	Азохское месторождение	Гадрутский район, близ с. Азох	—	Поиски
148	Вардашатское месторождение	Гадрутский район, западная окраина с. Вардашат	2, 036 млн. м ³	Эксплуатируется
	<i>Габбро — порфирит</i>			
149	Ннгинское проявление	Мартунинский район, близ с. Ннги	—	Поиски
	<i>Габбро — диорит</i>			
150	Зуарское месторождение	Шаумянский район, на северной окраине с. Зуар	80 тыс. м ³	Поиски
151	Апаенское месторождение	Шаумянский район, в 200 м к востоку от с. Апаен	300 тыс. м ³	Поиски
152	Агджакентское I месторождение	Шаумянский район, между с. с. Агджакент и Асрик	90 тыс. м ³	Поиски
153	Агджакентское II месторождение	Шаумянский район, в 100 м к югу от с. Агджакент	500 тыс. м ³	Поиски
	<i>Андезит</i>			
154	Боздагское проявление	Кашатагский район, у горы Боздаг	2 млн. м ³	Поиски
155	Гочахмедлинское месторождение	Гадрутский район, в 2 км к северу от с. Гочахмедлы	—	Поиски
156	<i>Базальт, андезито — базальт</i>			
157	Мсмнинское проявление	Мартунинский район, близ с. Мсмна	—	Поиски

1	2	3	4	5
158	Акское месторождение	Кашатагский район, в 5км к СЗ от с. Ак	2 млн. м ³	Поиски
159	Кесалярское I месторождение	Аскеранский район, в 2км к СВ от с. Кесаляр	90 тыс. м ³	Поиски
160	Кесалярское II месторождение	Аскеранский район, в 1км к востоку от с. Кесаляр	45 тыс. м ³	Поиски
161	Карвачарское I месторождение	Шаумянский район, к востоку от г. Карвачар	250 тыс. м ³	Поиски
162	Карвачарское II месторождение	Шаумянский район, в 0, 5км к СЗ от г. Карвачар	250 тыс. м ³	Поиски
163	Карвачарское III месторождение	Шаумянский район, в 1, 2км к югу от г. Карвачар	600 тыс. м ³	Поиски
164	Джермаджурское месторождение	Шаумянский район, у с. Джермаджур, на левом берегу р. Багырсах	—	Поиски
	П о р ф и р и т			
165	Колатагское месторождение	Аскеранский район, близ с. Колатаг	—	Поиски
166	Карвачарское I месторождение	Шаумянский район, западная окраина г. Карвачар	600 тыс. м ³	Поиски
167	Карвачарское II месторождение	Шаумянский район, в 3км к югу от г. Карвачар	450 тыс. м ³	Поиски
168	Егцинское месторождение	Шаумянский район, между г. Карвачар и с. Егци	90 тыс. м ³	Поиски
	П е р л и т			
169	Леркасарское месторождение	Шаумянский район, в 8км к ЮЗ от с. Джермаджур.	4, 47 млн. м ³	Поиски
170	Сатанакарское месторождение	Шаумянский район, в 30–35км к ЮЗ от с. Джермаджур	150 тыс. м ³	Поиски
	П е м з а			
171	Ехцаогское месторождение	Шушинский район, у западной окраины с. Ехцаог	50 тыс. м ³	Поиски

1	2	3	4	5
172	Ухтадзорское проявление	Кашатагский район, в 0, 1км к ЮВ от с. Ухтадзор	137, 7 тыс. м ³	Поиски
173	Сзнекское месторождение	Аскеранский район, в 1км к ЮЗ от с. Верин Сзнек	396 тыс. м ³	Поиски
	<i>Т у ф</i>			
174	Кусапатское месторождение	Мартакертский район, у с. Кусапат	—	Поиски
175	Ванкское месторождение	Мартакертский район, в 6км к северу от с. Ванк	1, 5 млн. м ³ .	Поиски
176	Кильсинское месторождение	Шаумянский район, в 7км к северу от г. Карвачар, на окраине с. Килься	—	Поиски
177	Егцатегское месторождение	Шаумянский район, в 22км к СВ от г. Карвачар, у с. Егца- тег	—	Поиски
178	Джермаджурское месторождение	Шаумянский район, в 0, 5–1км к ЮВ от с. Джермаджур	—	Поиски
179	Гишинское проявление	Мартунинский район, у с. Гиши	—	Эксплуатирова- лось
	<i>Ф е л ь з и т</i>			
180	Члдранское проявление	Мартакертский район, близ с. Члдран	—	Эксплуатируется
181	Азохское проявление	Гадрутский район, близ с. Азох	—	Поиски
182	Группа проявлений «Кармир Шука — Сос»	Мартунинский район, между сс. Кармир Шука и Сос	—	Поиски
	<i>И з в е с т н я к</i>			
183	Степанакертское I месторождение	Аскеранский район, в 1км к СЗ от г. Степанакерта	400 тыс. м ³	Поиски
184	Степанакертское II месторождение	Аскеранский район, на южной окраине г. Степанакерта	75 тыс. м ³	Поиски
185	Степанакертское III месторождение	Аскеранский район, в 1, 5км к ЮВ от г. Шуши	—	Поиски

1	2	3	4	5
186	Шошское месторождение	Аскеранский район, в 5–6км к ЮВ от г. Степанакерта	6 млн. м ³	Поиски
187	Ханбагинское месторождение	Аскеранский район, в 2км к СВ от г. Степанакерта	361 тыс. м ³	Поиски
188	Зоракарское месторождение	Аскеранский район, в 1км к западу от г. Степанакерта	115 тыс. м ³	Поиски
189	Касумлинское месторождение	Аскеранский район, в 7км к ЮЗ от г. Агдам	—	Поиски
190	Тигранакертское месторождение	Аскеранский район, в 9км к С–СЗ г. Агдам	66, 6 млн. м ³	Эксплуатируется
191	Оввасарское месторождение	Аскеранский район, в 15км к СЗ от г. Агдам	440, 5млн. м ³	Эксплуатировалось
192	Нор Кармираванское месторождение	Мартакертский район, в 1, 5км к СЗ от с. Нор Кармираван	14, 2 млн. м ³	Поиски
193	Матагисское месторождение	Мартакертский район, у моста близ с. Матагис	25 тыс. м ³	Поиски
194	Шорахпюрская группа месторождений	Мартакертский район, в 8км к С–СЗ от г. Мартакерта	10, 6 тыс. м ³	Эксплуатировалось
195	Мартакертское I месторождение	Мартакертский район, ЮВ окраина г. Мартакерта	39, 2 млн. м ³	Эксплуатировалось
196	Мартакертское II месторождение	Мартакертский район, северная окраина г. Мартакерта	(108 млн. м ³)	Эксплуатировалось
197	Оратагское месторождение	Мартакертский район, в 3км к югу от г. Мартакерта	5, 6 млн. м ³	Поиски
198	Агдаринское месторождение	Мартакертский район, в 3км к СЗ от г. Мартакерта	44, 1 млн. м ³	Поиски
199	Мартунинское I месторождение	Мартунинский район, в 3км к западу от г. Мартуни	300 тыс. м ³	Поиски
200	Мартунинское II месторождение	Мартунинский район, в 1, 5–2км к СЗ от г. Мартуни	600 тыс. м ³	Поиски

1	2	3	4	5
201	Мартунинское III месторождение	Мартунинский район, в 6км к В-СВ от г. Мартуни	273, 7 тыс. м ³	Эксплуатировались
202	Мартунинское IV месторождение	Мартунинский район, в 10км к Ю-ЮЗ от г. Мартуни		
203	Агбурунское месторождение	Мартунинский район, в 16км к востоку от г. Мартуни, на левом берегу р. Кызыл	360 тыс. м ³	Поиски
204	Каджаванское месторождение	Мартунинский район, в 3км к югу от с. Каджаван	320 тыс. м ³	Эксплуатировалось
205	Чартарское месторождение	Мартунинский район, на СВ окраине с. Чартар	500 тыс. м ³	Поиски
206	Вазгенашенское месторождение	Мартунинский район, в 13км к ЮВ от г. Агдам	—	Поиски
207	Шушинское I месторождение	Шушинский район, в 0, 8км к СВ от гор. Шуши	300 тыс. м ³	Поиски
208	Шушинское II месторождение	Шушинский район, в 2, 5км к СВ от гор. Шуши	400 тыс. м ³	Поиски
209	Джермаджурское месторождение	Шаумянский район, на ЮВ окраине с. Джермаджур	100 тыс. м ³	Поиски
210	Егекнутское месторождение	Шаумянский район, в 2км к югу от с. Егекнут	60 тыс. м ³	Поиски
211	Очанцское месторождение	Кашатагский район, в 250м к северу от г. Очанц	—	Поиски
212	Зорское месторождение облицовочного известняка	Кашатагский район, близ с. Зор	3 млн. м ³	Поиски
213	Саядашское месторождение облицовочного известняка	Кашатагский район, близ с. Саядаш	3 млн. м ³	Поиски

1	2	3	4	5
214	Нарданлинское месторождение облицовочного известняка	Кашатагский район, близ с. Нарданли	3 млн. м ³	Поиски
215	Гадрутское месторождение	Гадрутский район, в 2, 5км к ЮЗ от г. Гадрута	500 тыс. м ³	Поиски
216	Дилагардинское месторождение	Гадрутский район, у с. Дилагарди	—	Эксплуатировалось
217	Довлятьярлинское месторождение	Гадрутский (Физули) район, у с. Довлятьярли	—	Эксплуатировалось
	<i>Мергель</i>			
218	Аскеранское месторождение	Аскеранский район, в 1км к ЮВ от г. Аскерана	1, 6 млн. т	Эксплуатируется
	<i>Литографический камень</i>			
219	Мюришенское месторождение	Мартунинский район, близ с. Мюришен	—	Поиски
	<i>Травертин</i>			
220	Нураддинское проявление	Кашатагский район, у с. Нураддин	до 1 млн. м ³	Поиски
221	Спитакаджурское месторождение	Кашатагский район, у с. Спитакаджур	—	Эксплуатировалось
222	Ерикское проявление	Кашатагский район, у с. Ерик	—	Поиски
223	Тигикское месторождение	Кашатагский район, у с. Тигик	—	Эксплуатировалось
224	Гейарчинское месторождение	Кашатагский район, у с. Гейарчин	4 млн. м ³	Поиски
225	Гаджилинское месторождение травертинового известняка	Кашатагский район, в 5км к СЗ от г. Санасар	6, 4 млн. м ³	Эксплуатировалось
	<i>Мраморизованный известняк</i>			
226	Аравское месторождение	Аскеранский район, в 0, 5км к С от с. Арав	66, 52 тыс. м ³	Эксплуатируется

1	2	3	4	5
227	Спитакагетское месторождение	Аскеранский район, в 8–9 км к СВ от г. Степанакерта	2, 1 млн. м ³	Эксплуатируется
228	Заринбахское месторождение	Аскеранский район, в 4 км к ЮВ от г. Степанакерта	336 тыс. м ³	Эксплуатируется
229	Сзнекское месторождение	Аскеранский район, близ с. Сзнек	396 тыс. м ³	Эксплуатируется
230	Кркжанское (Вараракнское) месторождение	Аскеранский район, близ с. Кркжан, на западной окраине г. Степанакерта	—	Поиски
231	Храмортское месторождение	Аскеранский район, близ с. Храморт	—	Поиски
232	Фарухское месторождение	Аскеранский район, близ с. Фарух	—	Поиски
233	Шушинское месторождение	Шушинский район, в 3 км к северу от г. Шуши	1, 15 млн. м ³	Эксплуатировалось
234	Вазгенашенское месторождение	Мартунинский район, близ с. Вазгенашен	4, 0 млн. м ³	Эксплуатируется
235	Норшенское месторождение	Мартунинский район, в 5 км к северу от с. Норшен	4, 0 млн. м ³	Эксплуатировалось
236	Бердашенское месторождение	Мартунинский район, в 3 км к СВ от с. Бердашен	—	Поиски
237	Карабекское месторождение	Мартунинский район, в 3 км к северу от с. Гюлюлы	—	Поиски
238	Атеркское месторождение	Мартакертский район, близ с. Атерк	—	Поиски
239	Очанцское месторождение	Кашатагский район, в 4, 5 км к ЮЗ от с. Очанц	2, 5 млн. м ³	Поиски
240	Бегдалинское проявление	Кашатагский район, на С–СЗ окраине с. Бегдали	—	Поиски
241	Акаринское месторождение	Кашатагский район, в 3 км к СВ от с. Акари	3 млн. м ³	Поиски
242	Плетанцское месторождение	Гадрутский район, в 5 км к СВ от г. Гадрут, у с. Плетанц	—	Поиски

1	2	3	4	5
243	Азохская группа проявлений	Гадрутский район, в окрестностях с. Азох	—	Поиски
244	Дашвейсалинское месторождение	Гадрутский район, у с. Дашвейсалы	до 100 тыс. м ³	Поиски
245	Шахвалатлинское месторождение	Гадрутский район, у с. Шахвалатли	до 100 тыс. м ³	Поиски
246	Баляндское месторождение	Гадрутский район, в 5км к северу от г. Джаракн	—	Поиски
247	Джаракнское месторождение	Гадрутский район, в 4км к востоку от г. Джаракн	—	Эксплуатировалось
	<i>Г и п с, а н г и д р и т</i>			
248	Вериншенское месторождение	Шаумянский район, у с. Вериншен	гипс 40343 тыс. т ангидрит 18711 тыс. т	Эксплуатировалось
	<i>Г а ж а</i>			
249	Мартакертское I месторождение	Мартакертский район, у СВ окраины г. Мартакерт	200 тыс. м ³	Эксплуатировались
250	Мартакертское II месторождение	Мартакертский район, в 5–6км к СВ от г. Мартакерта	200 тыс. м ³	Эксплуатировались
251	Джрабертское I месторождение	Мартакертский район, в 1, 5км к СЗ от с. Джраберт	300 тыс. м ³	Эксплуатируется
252	Джрабертское II месторождение	Мартакертский район, в 0, 8км к Ю–ЮВ от с. Джраберт	299 тыс. м ³	Эксплуатируется
253	Айгестанское месторождение	Мартакертский район, вблизи с. Айгестан	163 тыс. м ³	Поиски
254	Сейсуланское месторождение	Мартакертский район, в 1, 5км к СЗ от с. Сейсулан	100 тыс. м ³	Поиски
255	Солтанлинское и Шукурбейлинское проявления	Гадрутский район, в 1, 5–2км к ЮВ от г. Джаракн	—	Поиски
	<i>С у г л и н к и</i>			
256	Тигранакертское месторождение	Аскеранский район, в 3км к югу от Ов-васарского месторождения известняков	25, 2 млн. т.	Поиски

1	2	3	4	5
257	Оввасарское месторождение	Аскеранский район, у Оввасарского месторождения известняка	20 млн. т.	Поиски
258	Аскеранское месторождение	Аскеранский район, в 1, 5-2км к СВ от с. Нахичеваник	2, 25 млн. м ³	Поиски
259	Храмортское месторождение	Аскеранский район, в 1км к ЮВ от с. Храморт	2, 23 млн. м ³	Поиски
260	Нор Айкаджурское месторождение	Мартакертский район, близ с. Нор Айкаджур	50, 7 млн. т.	Поиски
261	Лисагорское месторождение	Шушинский район, в 0, 8км к западу от с. Лисагор	970 тыс. м ³	Поиски
	<i>Г л и н а</i>			
262	Хнапатское месторождение	Аскеранский район, в 1, 5км к ЮВ от с. Хнапат	260 тыс. м ³	Эксплуатировалось
263	Агдамское месторождение	Аскеранский район, к СВ от г. Агдама, западнее кладбища	–	Поиски
264	Гиндархское месторождение	Аскеранский район, к СЗ от с. Гиндарх	–	Поиски
265	Пиргулярское месторождение	Аскеранский район, в 2, 5км к СЗ от г. Агдама	–	Поиски
266	Мартунинское I месторождение	Мартунинский район, в 1, 5км к западу от г. Мартуни	–	Эксплуатировалось
267	Мартунинское II месторождение	Мартунинский район, в 1, 5км ЮВ от г. Мартуни	275 тыс. м ³	Поиски
268	Ннгигское месторождение	Мартунинский район, к югу от с. Нн- ги	–	Поиски
269	Мартакертское I месторождение	Мартакертский район, в 0, 5км к СВ от г. Мартакерта	–	Поиски
270	Мартакертское II месторождение	Мартакертский район, в 7км к востоку от г. Мартакерта	3, 8 млн. м ³	Эксплуатировалось

1	2	3	4	5
271	Гадрутское I (Тогское) месторождение	Гадрутский район, близ с. Тог, на левом берегу р. Ишханагет	461 тыс. м ³	Эксплуатировалось
272	Гадрутское II месторождение	Гадрутский район, в 0, 5км к СЗ от бывшего кирпичного завода	–	Эксплуатировалось
273	Карвачарское месторождение	Шаумянский район, к востоку от г. Карвачар	–	Поиски
274	Пирчеванское месторождение	Кашатагский (Ковсакан) район, в 0, 3км к СВ от с. Пирчеван	–	Поиски
	<i>Гравий</i>			
275	Мартакертское месторождение	Мартакертский район, в 1, 5км к СВ от г. Мартакерта	–	Эксплуатировалось
276	Степанакертское месторождение	Аскеранский р-н, в 0, 6км к ЮВ от г. Степанакерта	–	Эксплуатировалось
277	Физулинское месторождение	Гадрутский район, в 1км к Ю-ЮВ от г. Физули	–	Поиски
278	Джараканское месторождение	Гадрутский район, в 0, 4км к СЗ от г. Джаракан	–	Поиски
	<i>Гравий и песок</i>			
279	Хаченское I месторождение	Аскеранский район, в 2, 5км к ЮЗ от г. Агдама	–	Поиски
280	Хаченское II месторождение	Аскеранский район, в 12км к СЗ от г. Агдама	–	Поиски
281	Каркарское месторождение	Аскеранский район, в 3км к ЮВ от г. Агдама	–	Поиски
282	Ишханагетское месторождение	Гадрутский район, в 1, 5км к СВ от г. Физули, в 0, 5км к ЮЗ от с. Шакар	–	Поиски
	<i>Песок</i>			
283	Ковдагское месторождение	Гадрутский район, в 2-2, 5км к ЮЗ от ж/д станции Солтанлы	–	Поиски

1	2	3	4	5
284	Чахмахчайское месторождение	Гадрутский район, в 16км к З-СЗ от г. Джаракн	—	Эксплуатировалось
ГРУППА IV. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ				
	<i>Минеральные воды</i>			
285	Источник Ширлан. Гидрокарбонатный кальциево-магниевый, магниевый-кальциевый и магниевый-натриевый. Аналог — Нарзана (Россия)	Шушинский район, в 32км к З-СЗ от г. Шуши, у с. Ширлан, в долине р. Сарыбаба	748 м ³ /сут., минерализация 1, 0-2, 8г/л, Т°=5, 3-12, 9°С	Эксплуатировался
286	Источник Туджур (Лисагор). Гидрокарбонатный магниевый-кальциевый или кальциево-магниевый. Аналог Нарзана (Россия)	Шушинский район, в 17км (по шоссе) от г. Шуши, у Лисагорского перевала	70 м ³ /сут., минерализация 2, 3-2, 6г/л, Т°=8, 5-13°С	Эксплуатировался
287	Источник Туми. Сульфатно-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый. Аналог Нафтуса — Трускавец (Россия)	Гадрутский район, у с. Туми	до 50 м ³ /сутки, минерализация 1,1-3, 3г/л	
288	Источник Тог. Сульфатно-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый	Гадрутский район, у с. Тог	до 50 м ³ /сут., минерализация 1, 1-3, 3г/л	
289	Источник Багырсах. Углекислый хлоридно-гидрокарбонатный натриевый, радиоактивный. Аналоги Цхалтубо (Грузия), Пятигорск (Россия), Брамбах (Германия).	Шаумянский район, у с. Багырсах	1728 м ³ /сут. — скв. 5/63, 3629 м ³ /сут — скв. 11/63. Концентрация радона >700 единиц Махе, Т°=70-72°С	
290	Источник Верин Джермаджур. Углекислый гидротермально-хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый. Аналоги Железноводск (Россия), Карловы Вары (Чехия), Виши (Франция), Эмс (Германия)	Шаумянский район, близ с. Джермаджур, в долине р. Тартар	825 м ³ /сутки, минерализация 4, 3-6, 7г/л, Т°=21, 6-62°С	Эксплуатировался

1	2	3	4	5
291	Источник Неркин Джермаджур. Углекислый гидротермально-хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый. Аналогичен Верин Джермаджуру	Шаумянский район, в 13, 5км к северу от с. Джермаджур, в 11, 5км к югу от г. Карвачар, в долине р. Тартар	180 м ³ /сутки, минерализация 4, 3-6, 7г/л, Т°=21, 6-62°С	Эксплуатировался
292	Источник Чаректар. Углекислый гидрокарбонатный натриево-кальциевый	Шаумянский район, близ с. Чаректар, на правом берегу р. Тартар	200 м ³ /сутки, минерализация 2, 8г/л, Т°=11°С	
293	Тутхунская группа источников	Шаумянский район, среднее течение р. Тутхун		
	а) Углекислый гидрокарбонатный кальциево-натриево-магниевый		132 м ³ /сутки, минерализация 2, 5-2, 9г/л, Т°=15-20°С	
	б) Хлоридный кальциево-натриевый		64 м ³ /сутки, минерализация 4, 3г/л, Т°=20, 8°С	
	в) Углекислый гидротермально-хлоридно-натриево-кальциевый	Шаумянский район, к югу от с. Асрик, на левом берегу р. Тутхун	35 м ³ /сутки, Минерализация 3, 2-6, 3г/л. Т°=62°С	
294	Ак-Ерикская группа источников (до 20 минеральных источников)	Кашатагский район, бассейн р. Ахавно		
	а) Источник Гамбарбулаг. Гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный натриево-кальциево-магниевый		146, 9 м ³ /сутки, минерализация 0, 8г/л, Т°=7, 9°С	
	б) Источник № 11. Гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциево-магниевый		28, 5 м ³ /сутки, минерализация 0, 3г/л, Т°=11, 2°С	
	в) Источники №№ 1-6, 8 (субтермальные). Источники №№ 7 и 9 (холодные). Гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные натриево-магниевые-кальциевые		до 44, 9 м ³ /сутки, минерализация 3, 9-4, 9г/л, Т°=11, 7-27, 9°С	

1	2	3	4	5
	г) Скважины №№ 1–6. Углекислый гидрокарбонатно–хлоридный и гидрокарбонатно–хлоридно–сульфатный, натриево–магниевый–кальциевый		до 2700 м ³ /сутки минерализация 3, 0–4, 5 г/л, Т°=25, 9–28, 7°С	
	д) Источник Ерик. Гидрокарбонатно–хлоридный магниевый–натриево–кальциевый		минерализация 0, 8–1, 5 г/л, Т°=9–15°С	
	е) Источник Ак. Гидрокарбонатно–хлоридный магниевый–натриево–кальциевый		до 2700 м ³ /сутки минерализация 3–4, 5 г/л, Т°=25, 9–28, 7°С	

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Абих Г. В., 1873, Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. // Записки Кавказского отд. Имперск. Русского географического общества, т. 8, 69 с. Извлечение и перевод Л. Н. Марковой из сочинения акад. Абиха // *Geologische Beobachtungen auf Reisen in der Gebirgaländern zwischen Kur und Araxes*. Tiflis, 1867, 159 с.

Абих Г. В., 1865, К геологии юго-восточного Кавказа. Результаты моего путешествия // Зап. Кавказ отд. Имперск. Русского географического об-ва.

Абдулкасумзаде М. Р., 1963, Стратиграфия и фауна верхнеюрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан) // Изд. АН Аз. ССР, Баку, 113 с.

Абдулкасумзаде М. Р., Мамедов Т. М., 1984, К стратиграфии средне- и верхнеюрских отложений Гадрутского района. // Вопросы палеонтологии и стратиграфии Азербайджана, Баку, с. 15–19.

Абдуллаев Р. Н., 1963, Мезозойский вулканизм СВ части Малого Кавказа. // Изд. АН Азерб. ССР, Баку, с. 225.

Абдуллаев Р. Н., Абдулрза-оглы И., Багирбекова О. Д., Джафарова Р. С. 1967 Возрастное расчленение гранитоидов раннеальпийского (мезозойского) тектоно-магматического цикла северо-восточной части Малого Кавказа по данным калий-аргонового метода // Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. Труды 13 сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР // М., Наука, с. 64–71.

Абдуллаев З. Б., Шербина В. В., Эфендиев Г. Х., 1967, К геохимии никеля и кобальта в ультраосновных породах офиолитовой формации Малого Кавказа (Азерб. ССР) // Геохимия, 4, с. 425–433.

Абдуллаев Р. Н., Мустафаев Г. В., Мустафаев М. А., Алиев И. А., Шафиев Х. И., Гасанов Р. К., 1988, Мезозойские магматические формации Малого Кавказа и связанное с ними эндогенное оруденение. // «Элм», Баку, с. 158.

Авдеев А. Г., Остроумова А. С., Цантер А. Я., Шафиев Х. И., 1989, Эпилейцитовые тефриты верхнемелового вулканического комплекса Мартунинского синклиниория (Южный Карабах) // Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 64, вып. 3, с. 86–96.

Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б., 1977, Эволюция древней континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа // Геотектоника, 4, с. 88–103.

Азарян Н. Р., 1982, Юрские аммониты Армянской ССР. // Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 230 с.

Азизбеков Ш. А., Алиев М. М., 1952, Меловая система. Малый Кавказ // Геология Азербайджана. Геоморфология. // Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 552 с.

Азизбеков Ш. А., Пашалы Н. В., Шихалибейли Э. Ш., 1950, Перидотитовые интрузии офиолитовой формации юго-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан) // Известия АН Азерб ССР, 4., Баку, с. 56–69.

- Акопян В. Т., 1976*, Поздне меловые гастроподы Армянской ССР // Изд. АН Арм ССР, Ереван, 441 с.
- Акопян В. Т., 1962*, Стратиграфия юрских и меловых отложений Юго-восточного Зангезура // Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 288 с.
- Акопян В. Т., 1978*, Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР // Изд. АН. Арм. ССР, Ереван, 285 с.
- Алекперов А. Б. и др., 1983*, Отчет о результатах детальных поисков пресных подземных вод для водоснабжения г. Степанакерта (за 1982–1983 гг.).
- Алиев А. А., Хачанов Х. В. и др., 1985*, Вещественный состав, текстурно-структурные особенности руд Кызылбулагского и Гошинского месторождений // М. фонды ЦНИГРИ.
- Алиев Г. А., Алиев О. Б., 1988*, Брюхоногие моллюски. Верхний мел. В кн.: «Меловая фауна Азербайджана» // «Элм», Баку, с. 291–330.
- Алиев М. М., 1957*, Меловые отложения района с. Гадрут // ДАН АН Азерб. ССР, 7, с. 749–751
- Алиев А. Г., Аскеров Р. Б., 1974*, Нижний мел Юго-Восточного окончания Малого Кавказа (Стратиграфия и палеонтология) // «Элм», Баку, 183с.
- Али-Заде А. А., Ализаде К. А., Атаева Э. З. и др., 1986*, Юго-Восточный и Малый Кавказ. Стратиграфия СССР. Неогеновая система. полутом 1, // Изд. Недра, М., с. 222–239.
- Алиев М. М., Ализаде А. А., Алиюлла Х., 1988*, Верхний мел // Меловая фауна Азербайджана. // «Элм», Баку, с. 32–74
- Алиев М. М., Алиев О. Б. Мамедзаде Р. Н., 1972*, Стратиграфия. Малый Кавказ. Верхний мел. Геология СССР. т. 47. Азербайджанская ССР. Геологическое описание. // Недра, М., с. 109–121.
- Ализаде К. А., 1968*, Оligоценовые отложения восточной части Малого Кавказа. // Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 128 с.
- Ализаде А. К., Алиюлла Х., Мамедзаде Р. Н., Аббасов А. Б., 1997*, Верхний мел. Геология Азербайджана. т. 1, Стратиграфия, ч. 2. Мезозой и кайнозой. // «Nafta-press», Баку, с. 194–242.
- Ализаде К. А., Азизбекова А. И., Атаева Э. З., 1980*, Оligоцен–миоценовые отложения Тальша, юго-восточного окончания Малого Кавказа (Джебраильский район) и нахичеванского прогиба. // «Элм», Баку, 99 с.
- Ализаде К. А., Атаева Э. З., 1976*, К изучению устричных слоев тархана Джебраильского района Азербайджана. Вопросы палеонтологии и стратиграфии Азербайджана. // «Элм», Баку, с. 141–147.
- Ализаде К. А., Халилов Д. М., Мамедов Т. А., 1972*, Палеогеновая система. Малый Кавказ. Геология СССР т. 157 Азербайджанской ССР. Геологическое описание. // «Недра», М., с. 132–152.
- Али-Заде С. А., 1987*, Антропоген Азербайджана // «Элм», Баку, 242 с.
- Алиюлла Х., 1977*, Верхний мел и развитие фораминифер Малого Кавказа (Азербайджан) // «Элм», Баку, 224 с.
- Алиюлла Х., Мамедзаде Р. Н., Каримзаде М. Ш., 1984*, К изучению верхнемеловых отложений Кубатлинского района (Малый Кавказ). Вопросы палеонтологии и стратиграфии Азербайджана // «Элм», Баку, с. 20–25.

- Аллахвердиев Г. И., 1967**, Геологическое строение и история тектонического развития Кельбаджарской наложенной мульды // Автореф. кандид. диссерт., Баку, 21 с.
- Алоян П. Г., 2007**, О потенциале геологических формаций Армении на редкоземельные элементы // Горный журнал, 4, с. 17–19.
- Андреева М. А., 1971**, Верхнеплиоценовые морские отложения центральной части междуречья Волги и Урала. Стратиграфия и палеогеография кайнозоя нефтегазоносных областей юга Советского Союза // «Недра», М., с. 9–14.
- Андрусенко Н. И., Ильин Н. И., 1960**, Особенности формирования исландского шпата в карбонатных породах // Труды ВНИИП, т. IV, вып. 2, с. 29–48.
- Асатрян Г. М., 2009**, Новые данные о возрасте вулканогенно-осадочных отложений Вединой офиолитовой зоны на основе комплекса радиоларий // Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2, с. 16–28 (на армянском языке).
- Аскеров А. Г., 1954**, Минеральные источники Азербайджана // Изд. АГУ, Баку, 334 с.
- Аскеров Р. Б., 1962**, К стратиграфическому распространению верхнеюрских брахиопод Малого Кавказа // ДАН Азерб. ССР, Т XVIII №12
- Асланян А. Т., 1958**, Региональная геология Армении // Изд. Айпетрат, Ереван, 430 с.
- Асланян А. Т., Сатиан М. А., 1977**, К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья // Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 4–5, с. 13–26.
- Асланян А. Т., Сатиан М. А., 1982**, Гипотезы автохтонного и аллохтонного положения офиолитов Малого Кавказа (некоторые итоги) // Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 3, с. 3–12.
- Асланян П. М., 1974**, Палеогеновая система. Двустворчаные моллюски. Атлас ископаемой фауны Арм. ССР // Изд. АН Арм. ССР, Ереван, с. 326–347.
- Атлас верхнемеловой фауны Донбасса. *Под ред. Крымгольд Г. Я., 1974* // «Недра», М., 640 с.
- Атлас меловой фауны юго-западного Крыма, 1997* // СПб, 357 с.
- Ахундов Ф. А., 1986**, Верхнемеловые вулканические формации Малого Кавказа и связанные с ними полезные ископаемые // Автореф. докт. дисс., Тбилиси, 50 с.
- Ахундов Ф. А., Мамедов Т. М., 1959**, Цакурское месторождение исландского шпата в карбонатных породах // Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол. – геогр. наук, с. 51–56.
- Ахундов Ф. А., Мустафаев М. А., 1983**, Петрохимические особенности верхнемеловых вулканических формаций Малого Кавказа // Вопросы магматизма Азербайджана // Изд. АГУ, Баку, с. 58–70.
- Бабаев А. М., 2002**, Гидрогеологические условия формирования и гидрогеохимические особенности месторождений минеральных вод Азербайджана // Автореф. доктор. дисс., Баку, 55 с.
- Багдасарян Г. П., 1966**, О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений // Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. Труды 13 сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР // «Наука», М., с. 10–26.
- Багдасарян А., Тозалакян П., Авагян А., Араелян С., 2007**, Анализ данных дистанционного зондирования и геохимии для поисков нефти и газа на территории НКР. // Фонд научно-исследовательской компании «Геориск», Ереван, 123 с.

- Багманов М. А., 1980*, Шкала стратиграфии нижнего палеогена // «Элм», Баку, 193 с.
- Барз И. М., Носовский М. Ф., 1986*, Палеобиогеографическое районирование конского морского бассейна северного Причерноморья // Сб. «Стратиграфия кайнозоя северного Причерноморья и Крыма», Днепропетровск, с. 36–41.
- Барсебян Л. А., 1995*, Исторические сведения о землетрясениях Армянского нагорья // Изд. НАН РА, Ереван, 65 с. (на арм. языке)
- Беньямовский В. Н., 2001*, Обоснование детальной стратиграфической схемы нижнего палеогена Крымско–Кавказской области // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций // Геос, М., с. 210–223.
- Беньямовский В. Н., 2008*, Среднеэоценовый позднекиевский (тишинский) и кумский проблемные рубежи в развитии бассейнов и фораминифер Крымско–Кавказской области и Североукраинской провинции // Тезисы докладов: «Геобиосферные события и история органического мира» // LIV сессии Палеонтологического общества РАН. СПб, с. 21–23.
- Беньямовский В. Н., Конаевич Л. Ф., 2001*, Зональная схема кампана и маастрихта Европейской палеобиогеографической области по бентосным фораминиферам. Стратиграфия // Геологическая корреляция., т. 9, с. 49–70.
- Бобкова Н. Н., Богданов Т. Н., Захаров В. А., Пергамент М. А., 1987*, Двустворчатые моллюски. Стратиграфия СССР. Меловая система, т. 2, // «Недра», М., 325 с.
- Богданов Т. Н., Атабекян А. А., 1997*, Двустворчатые моллюски // Атлас меловой фауны юго–западного Крыма // СПб, 357 с.
- Богданович А. К., 1986*, Фораминиферы восточного Паратетиса. Стратиграфия СССР. Неогеновая система, полутом 2 // «Недра», М., с. 244–251.
- Богдановский О. Г., Закариадзе Г. С., Карпенко С. Ф., Злобин С. К., Пуховская В. М., Амелин Ю. В., 1992*, Sm–Nd–возраст габброидов толеитовой серии офиолитов Севано–Акеринской зоны Малого Кавказа // Докл. АН СССР, т. 327, 4–6, с. 566–569.
- Борисов Б. А., 2008*, Четвертичная система. Постановления межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий // Изд. ВСЕГЕИ, СПб, с. 115–120.
- Брагин Ю. Н., Голубев С. А., Полянский Б. В., 1981*, Стратиграфия нижнемезозойской угленосной формации Ирана // Изв. АН СССР, сер. геол., 8, с. 64–77.
- Бугрова Э. М., 1988*, Зональное деление юга СССР по бентосным фораминиферам // ДАН АН СССР, т. 300, 1, с. 169–171.
- Бугрова Э. М., 2009*, Палеоген Туркменистана. Обновленная схема зонального расчленения и корреляции // Изд. Нефтегазовая геология, теория и практика. вып. 4, с. 1–32.
- Бурков В. В., Подпорина Е. К., 1962*, Стронций // Труды ИМГРЭ, М., вып. 12, 180 с.
- Вардамян А. В., 2008*, Геологическое строение и особенности структуры Дрмбонского золото–медно–колчеданного месторождения // Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1, с. 3–13.
- Вардамян А. В., Зограбян С. А., 2008*, Эксплозивно–инъекционные конгломератобрекчии Дрмбонского золото–медноколчеданного месторождения // Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1, с. 14–20.
- Величко А. А., Антонова Г. В., Зеликсон Э. М., Маркова А. К., Мозонсон М. Х., Морозова Т. Д., Певзнер М. А., Сулейманов М. Б., Халчева Т. А., 1980*, Палеогеография сто-

янки Азых — древнейшего поселения первобытного человека на территории СССР // Изв. АН СССР, сер. Географическая, 3, с. 20–35.

Верещагин Н. К., 1959, Млекопитающие Кавказа. // Изд. АН СССР, М. – Л., 703 с.

Верхний мел юга СССР, 1986 // «Наука», М., 226 с.

Викулова М. Ф., 1957, Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин // Госгеолтехиздат, М., 448 с.

Вишневская В. С., 2001, Радиоляриевая стратиграфия юры и мела России. // М., «Геос», 376 с.

Вишневская В. С., 1984, Радиоляриты, как аналоги современных радиоляриевых илов. // «Наука», М., 120 с.

Воробьев Е. И., 1973, Геохимия стронция и бария в карбонатитах. В кн. «Стронций и барий в эндогенных образованиях». // «Наука», М., с. 160–184.

Воробьев Е. И., Костюкова Е. С., Пожарицкая Л. К., 1971, Использование коэффициентов распределения бария между парагенными минералами для сравнительной геологической термометрии и барометрии // Ежегодник СибГЕОХИ.

Воробьев Е. И., Резницкий Л. З., Онготоев А. Р., 1977, Использование данных керновых проб при геохимическом опробовании // Изв. ВУЗов, Геология и разведка, №8, с. 62–68.

Габриелян А. А., 1964, Палеоген и неоген Армянской ССР. // Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 299 с.

Габриелян А. А., 1959, Основные вопросы тектоники Армении. // Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 183 с.

Габриелян Г. К., 2000, Армянское нагорье // Изд. ЕГУ, Ереван, 374 с. (на арм. яз)

Габриелянц Г. А., Каламкаргов Л. В., Кузнецов В. Е., 1970, Нефтегазоносные комплексы, принципы их выделения и задачи изучения на территории Армянской ССР // Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 6, с. 8–18.

Габриелянц Г. А., Клещев К. А., Шейн В. С., 2000, Возможные нефтегазоносные бассейны Армении и их углеводородный потенциал // Изв. НАН РА, сер. Науки о Земле, 3, с. 3–17.

Гаджиев Д. В., Гусейнов М. М., 1970, Первая для СССР находка ашельского человека (Азербайджан, Азыхская пещера) // Юбилейный сборник ученых записок Азгосмединститута, т. XXXI, с. 13–21.

Галбашидзе Р. А., 1984, История геологического развития Грузии в позднемиоценовую эпоху // «Медниереба», Тбилиси, 110 с.

Гамкрелидзе И. П., Шенгелия Д. М., 2005, Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. // «Научный мир», М., 458 с.

Гасанов Т. А., Меликов О. Г., Бабаев Ш. А., Алиев Г. А., 2002, Верхнемеловые отложения восточных предгорий Малого Кавказа. Стратиграфия. // Геологическая корреляция, т. 10, 3, с. 81–89.

Гасанов Т. А., 1967, Нижняя юра Азербайджана. Малый Кавказ. // АН Аз. ССР, Баку, 200 с.

Гасанов Т. Аб., 1985, Офиолиты Малого Кавказа. // М., «Недра», // 240 с.

Гасанов Т. Аб. Бабаев Ш. А., 1989, Юго-восточные предгорья Малого Кавказа. В кн. «Региональная стратиграфическая схема палеогена Азербайджана» // «ЭЛМ», Баку, с. 147–162.

Гасанов Т. А., 1973, Средняя юра Азербайджана (М. Кавказ) // «ЭЛМ», Баку, 166 с.

- Гасанов Т. Аб., Кязымов Т. М., 1988*, Палеогеновые и неогеновые отложения восточной части Малого Кавказа // Советская геология, 3, с. 62–70.
- Гасанов Г. М. и др., 1987*, Отчет Казахской геологосъемочной партии о результатах поисковых работ в пределах Магавузской угленосной площади // Росгеолфонд. М., 380 с.
- Геология СССР, 1972*, Азербайджанская ССР. Геологическое описание, т. 47, // Изд. Недра, М., 520 с.
- Геология Азербайджана, 2003*, Геология Азербайджана, Магматизм, т. 3. // «Nafta-Press», Баку, 530 с.
- Геология Азербайджана, 1997*, Геология Азербайджана, Стратиграфия, т. 1, ч. 2, Мезозой и Кайнозой // «Nafta-Press», Баку.
- Геология Азербайджана, 2005*, Тектоника. т. 4 // «Nafta-Press», Баку, 505 с.
- Геология Азербайджана, 1952* // Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 551 с.
- Геология Азербайджана, 1952*, Петрография // Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 827 с.
- Геология Азербайджана, 1961*, «Гидрогеология», т. 7 // Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 359 с.
- Геология Армянской ССР, 1966*, т. 7. Неметаллические полезные ископаемые, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 577 с.
- Геология СССР, 1944*, т. X, Закавказье ч. 2 // Госгеолизд. М. –Л., 518 с.
- Геология СССР, 1941*, т. X, Закавказье, ч. 1 // Госгеолизд. М. –Л., 614 с.
- Геология СССР, 1976*, т. 47. Азербайджанская ССР. Полезные ископаемые // М., Изд. «Недра», 407 с.
- Гидрогеология СССР, 1969*, т. 12 Азербайджанская ССР // «Недра», М., 408 с.
- Гладилин В., Панов В., 1986*, От Памира до Карпат // Знание — сила, 2, с. 29–31.
- Гожик П. Ф. Маслун, Н. В. Плотникова Л. Ф. и др., 2006*, Стратиграфия мезокайнозойских відкладів північно-західного шельфу Чорного моря // Изд. ИГН НАН України, Киев, 171 с. (на украинском языке).
- Гончарова И. А., 1989*, Моллюски тарханского и чокракского бассейнов. // Изд. «Наука», М., 200 с.
- Гончарова И. А., Хонджариан С. О., Щерба И. Г., 2001*, Тархан–караганский этап развития эвксино–каспийского бассейна (Восточный Паратетис), ч. 1. Стратиграфия // Геологическая корреляция, т. 9, 5, с. 94–108.
- Гончарова И. А., Хонджариан С. О., Щерба И. Г., 2002*, Тархан–караганский этап развития эвксино–каспийского бассейна (Восточный Паратетис), ч. 2, Стратиграфия // Геологическая корреляция, т. 10, 2, с. 100–112.
- Гоффман Э. А., 1911–1912*, О горячих источниках Исти–су в верхнем течении р. Тергер // Изв. Кавказского Отд. Русского географ. общества, т. XX, 1, Тифлис, с. 107–108.
- Григорьев В. Н., Соколов С. Д., 1978*, Позднесенонский вулканизм Гочасского синклинория (Малый Кавказ) // Изв. АН СССР, сер. Геол., 10, с. 43–53.
- Григорян С. В., Ляхович Т. Т., Гетманский И. И., 1997*, Оценка геохимической аномалии по элементам–примесям в минералах. Международный симпозиум по прикладной геохимии стран СНГ // М., с. 84–85.
- Григорян С. М., 1986*, Нуммулиты и орбитоиды Арм. ССР // Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 216 с.

Грум К. И., 1855, Полное систематическое практическое описание минеральных вод, лечебных грязей и купаний Российской империи // С.-Петербург, 132 с.

Гужиков А. Ю., Барабашкин Е. Ю., Фомин В. А., 2007, Магнитостратиграфическая шкала меловой системы: современное состояние, проблемы построения и перспективы развития. Меловая система России и ближнего зарубежья. Сборник научных трудов // Изд. Саратовского университета, Саратов, с. 69–87.

Гусейнов М. М., 1985, Древний палеолит Азербайджана // «Элм», Баку, 71 с.

Гусейнова С. Ф., 1984, Петролого-геохимические особенности гипербазитов Малого Кавказа (азербайджанская часть) // Автореф. канд. дисс., Баку, 21 с.

Джрбашян Р. Т., 1990, Палеогеновые вулканические пояса зоны замыкания океана Тетис (Малый Кавказ) // Автореф. док. диссерт., Тбилиси, 72 с.

Джрбашян Р. Т., Мнацаканян А. Х., 1981, Геотектоническая позиция и эволюция мезокайнозойских вулканических формаций центральной части Малого Кавказа. // Вулканология и сейсмология, М., 1, с. 15–23.

Джрбашян Р. Т., Лур Дж., Савов И., Карапнтян С. Г., Навсардян Г. Х., 2007, Геохимические характеристики позднеколлизийного вулканизма Гегамского нагорья (Армения) // Изв. НАН Армении, Науки о Земле, 1, с. 16–31.

Епископ Макар Бархударян, 2009, Арцах // Изд., Наука, СПб, 384 с. (переиздано с книги, опубликованной в 1895г. в городе Баку).

Железняк В. Е., Портная Е. Л., Соколов С. Д., 1976, О возрасте вулканогенно-карбонатной толщи Гочасского синклинория (Малый Кавказ) // ДАН АН СССР, т. 230, 2, с. 402–405.

Жидовников Н. Я., Федкович З. Н., Коваленко Н. Д., 1995, Новые данные по стратиграфии верхнего плиоцена и эоплейстоцена нижнего Поволжья и северного Прикаспия. Стратиграфия // Геологические корреляции, т. 3, 1, с. 73–80.

Закариадзе Г. С., Книппер А. Л., Соболев А. В., Цамерян О. П., Дмитриев Л. В., Вишневская В. С., Колесов Г. М., 1986, Особенности структурного положения и состава вулканических серий офиолитов Малого Кавказа // Океанический магматизм, Эволюция, геологическая корреляция // «Наука», М., с. 218–241.

Закариадзе Г. С., Книппер А. Л., Бибикова Е. В., Силантьев С. А., Злобин С. К., Грачева Т. В., Макаров С. А., Колесов Т. М., 1990, История формирования и возраст плутонической части офиолитового комплекса северо-восточного побережья оз. Севан // Изв. АН СССР, серия геол., 3, с. 17–30.

Закревская Е. Ю., 2005, Стратиграфическое распространение крупных фораминифер в палеогене северо-восточного Паратетиса. Стратиграфия // Геологическая корреляция, том 13, 1, с. 66–86.

Закревская Е. Ю., Беньямовский В. Н., 2008, Данные по крупным планктонным фораминиферам, дополняющие и уточняющие зональную схему эоцена Крымско-Кавказской области (по материалам разреза на р. Губс Адыгейского поднятия). Новое в региональной геологии России и ближнего зарубежья // М., с. 40–43.

Зейналов З. П., Шахмалиев Ф. К., Гаврилов В. М., 1974, Сводный отчет о результатах гидрогеологических разведочных и опытных работ на месторождении минеральных вод Домы и Туг Гадрутского района Азерб. ССР в 1971–1974 гг. // «Росгеофонд», М., 274 с.

Злобин С. К., Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., 1983, Петрохимия пород комплекса основания офиолитов Севано–Акеринской зоны Малого Кавказа // *Геохимия*, 9, с. 1304–1314.

Зограбян Л. Н., 1979, Орография Армянского нагорья // Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 117 с.

Зональная стратиграфия фанерозоя России, 2006, ред. *Корень Т. Н.* // Изд. ВСЕГЕИ, СПб, 256 с.

Зубаков В. А., 1990, Глобальные климатические события неогена // *Гидрометиздат*, Л., 222 с.

Зубаков В. А., 2000, Плиоцен Понто–Каспия и его корреляция. Стратиграфия. // *Геологическая корреляция*, т. 8, 1, с. 66–82.

Ильина Л. Б., 2004, О составе и происхождении раннечокракских гастропод Восточного Паратетиса // *Палеонтологический журнал*, 6, с. 33–40.

Имамвердиев Н. А., 1988, Петролого–геохимические особенности позднеорогенного вулканизма Кельбаджарской наложенной мульды Малый Кавказ // Автореф. канд. дисс. Баку, 19 с.

Иманов А. М., Сеидов А. Г., 1965, О возрасте и синхронности акеринской и горисской свит Малого Кавказа // ДАН АН Азерб. ССР, 5, с. 44–48.

Инструкция по применению классификации эксплуатационных запасов подземных вод к месторождениям питьевых и технических вод, 1985 // М., 261 с.

Исмаил–заде А. Д., 2001, Андезит–дацит–риолитовая формация мио–плиоцена. Геология Азербайджана, т. 3. Магматизм // «Nafta–Press», Баку, с. 315–318.

Исмаил–заде А. Д., 1990, Эволюция кайнозойского базитового вулканизма Малого Кавказа // Автореф. доктор. дисс., Баку, 37 с.

Исмаил–заде А. Д., 1987, Эволюция вулканизма в коллизиионном периоде Малого Кавказа. // Матер. 5 совещ. Европейск. Геолог. Об–ва, Югославия.

Исмаил–заде А. Д., 2001, Малый Кавказ. Геология Азербайджана, т. 3. Магматизм // «Nafta–Press», с. 193–211.

Исмаил–заде А. Д., 2001, Гекча–Акеринская зона // Геология Азербайджана, т. 3. Магматизм // «Nafta–Press», Баку, с. 142–172.

Каграманов Ю. Р., Хачанов Х. Ц., 2008, К вопросу о перспективах нефтегазонасности Мартакертского района Нагорно–Карабахской Республики // Уч. Зап. Арцах. ГУ, 1, с. 57–59.

Казарян Г. А., 1992, Кислые вулканы толеитовой серии офиолитовых зон Республики Армения // Изв. НАН РА, Науки о Земле, 4, с. 3–13.

Казьмин В. Г., Тихонова Н. Ф., 2005, Раннемезозойские окраинные моря в Черноморско–Кавказском регионе: палеотектонические реконструкции // *Геотектоника*, 5, с. 20–35.

Карагезян О. О., 1998, Клинописные топонимы. Армянское нагорье в клинописных источниках // «Магахат», т. 1, кн. 1, Ереван, 392 с. (на арм. яз.)

Карапетян С. Г., 1972, Особенности строения и состава новейших липаритовых куполовидных вулканов Армянской ССР // Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 196 с.

Карапетян С. Г., Джрбашян Р. Т., Навсардян Г. Х., Меликсетян, Х. Б., Мнацаканян А. Х., Савов И., Гукасян Р. Х., 2010, Верхнеплиоцен–голоценовый вулканизм Сюникского нагорья (Армения) // Изв. НАН Армении, сер. Науки о Земле, 1, с. 3–21.

Карапетян С., 2004, Северный Арцах // Изд. «Гитутюн», НАН РА, Ереван, 583 с. (на арм. языке)

Карякин Ю. В., 1989, Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа // «Недра», М., с. 130.

Каишай М. А., 1955, Геология верховьев р. Тертер // Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 240 с.

Каишай М. С., 1960, Геолого–петрографическая характеристика, минеральные источники и полезные ископаемые Шушинского района // Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 198 с.

Каишай М. С., 1939, Геолого–петрографический очерк района Исти–су и геохимия источников // Изд. АзФАН, Баку, 121 с.

Каишай М. А., 1947, Основные и ультраосновные породы Азербайджана // Изд. АН АзербССР, Баку, 340 с.

Каишай М. А., Аллахвердиев Ш. И., 1965, Листвениты, их генезис и классификация // Изд. АН АзербССР, Баку, 142 с.

Каишай М. А., Алиев В. И., Мамедов А. И., Махмудов С. А., Алиев А. А., 1967, Петрология и металлогения магматических формаций бассейна р. Тутхун (Кельбаджарский район АзербССР) // Изд. АН АзербССР, Баку, 208 с.

Каишай М. А., Аллахвердиев Ш. И., 1973, Аджарисская брахиантиклиналь в структуре Малого Кавказа // «Элм», Баку, 100с.

Каишай М. А., Хаин В. Е., Шихалибейли Э. Ш., 1952, Вопрос о возрасте кельбаджарской вулканогенной толщи // ДАН Азерб. ССР т. 8, 6, с. 285–289.

Керимов А. Д., 1965, Петрография и рудоносность Мехманинского гранитоидного интрузива // Изд. Баку: 126 с.

Керимов П. М., 1989, Отчет о результатах детальной разведки пресных подземных вод долины р. Каркарчай, как источников хозяйственно–питьевого водоснабжения г. Степанакерта (за 1987–1989 гг.) // Росгеолфонд.

Керимов А. Д., 1956, Жильные породы Мехманинской гранитоидной интрузии // ДАН Азерб. ССР, т. 12, 4, с. 265–268.

Керимов А. Д., 1956, Петрохимическая характеристика Мехманинской гранитоидной интрузии // ДАН Азерб. ССР, т. 12, 7, с. 479–483.

Керимов П. М. и др., 1985, Отчет о результатах поисковых работ на пресные подземные воды для водоснабжения сельских населенных пунктов и орошения земель Мартунинского горного района (за 1983–1985 гг.).

Киракос Гандзакечи, 1976, История Армении // «Наука», М., 359 с.

Киевленко Е. Я., 1974, Геология и оценка месторождений исландского шпата // «Недра», М., 157 с.

Классификация запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых, 1998 // ГКЗ РА, Ереван, 28 с.

Книппер А. Л., 1970, Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры // Геотектоника, 2, с. 112–120.

Книппер А. Л., 1971, Серпентинитовый меланж Малого Кавказа (внутреннее строение и возраст) // Геотектоника, 5, с. 11–26.

Книппер А. Л., 1975, Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). Труды, вып. 267 // «Наука», М., 207 с.

Книппер А. Л., Соколов С. Д., 1974, Предверхнесенонские тектонические покровы Малого Кавказа. // Геотектоника, 6, с. 74–80.

Книппер А. Л., Сатиан М. А., Брагин Н. Ю., 1997, Верхнетриасовые–нижнеюрские вулканогенно–осадочные отложения Старого Зодского перевала (Закавказье). Стратиграфия // Геологическая корреляция, т. 5, 3, с. 58–65.

Копяевич Л. Ф., 1997, Сенومان–туронские события в юго–западном Крыму // Вестник МГУ, серия 4. Геология, 3, с. 49–59.

Копяевич Л. Ф., Вишневская В. С., 2008, Палеогеография Восточно–Европейской платформы и его южного обрамления в позднем мелу на основе анализа комплексов микроорганизмов (фораминиферы и радиолярии). Материалы Четвертого Всероссийского совещания. Меловая система России и Ближнего зарубежья. Проблемы стратиграфии и палеогеографии // Изд. Сиб. отд. РАН, Новосибирск, с. 107–109.

Короновский Н. В., Демина Л. И., 2004, Магматический петрогенезис коллизионного этапа развития Кавказа // Труды ГИН РАН, «Наука», М., с. 370–391.

Краева Е. Я., Маслун Н. В., 1984, Значение бентосных фораминифер для расчленения и корреляции палеогеновых отложений Украины // Геологический журнал, 4, с. 107–112.

Кулиев Р. Я., 1979, Карабахское нагорье. Региональная геоморфология Кавказа. // «Наука», М., с. 128–134.

Кучулория Н. Д., 1964, Особенности геологического и географического распространения видов моллюсков верхнего эоцена Ахалцихского бассейна // Труды Груз. Политех. инст., 5, с. 131–147.

Кушнарева К. Х., 1954, Памятники медного века в Нагорном Карабахе // Советская археология, т. 20, с. 165–179.

Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е., 1947, О возрасте молодых вулканогенных толщ карабахского плато // ДАН Азерб. ССР, т. 3, 3, с. 110–113.

Леонтьев Л. Н., 1949, Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа // Тр. совещ. по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР // Бюлл. МОИП отд. геол., 4, с. 3–36.

Листенгартен В. А. и др., 1981, Гидрогеологические условия территории НКАО и рекомендации по направлению поисковых работ (отчет за 1980–1981 гг.) // Росгеолфонд.

Ломизе М. Г., 2004, Субдукция в коллизионном контексте развитие и отмирание островных дуг Средиземного моря // Тр. Геологического института РАН «Современные проблемы геологии», вып. 565, с. 291–315.

Лордкипанидзе М. Б., 1980, Альпийский вулканический пояс и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса // «Мцниереба», Тбилиси, 102 с.

Мазурмович Б. Н., 1960, Густав Иванович Радде // Выдающиеся отечественные зоологи // «Учпедгиз», М., с. 80–86.

Мамедов А. В., Алексеров Б. Д., 1988, Палеогеография Азербайджана в раннем и среднем плейстоцене // «Элм», Баку, 155 с.

Мамедов А. В., Ширинов Н. Ш., 1988, Палеогеография акчагыльского века Азербайджана и смежных областей // Изв. АН Азерб. ССР, Науки о Земле, 6, с. 12–17.

Мамедов М. М., Алиев А. А., Хачанов Х. В. и др., 1986, Изучение вещественного состава золотосодержащих комплексных руд Азербайджана для совершенствования технологической схемы обогащения // М.: фонды ЦНИГРИ.

Мамедов М. М., Хачанов Х. В. и др., 1986, Особенности распределения золота и сопутствующих элементов в пиритах колчеданных месторождений, как поисковый критерий // Материалы III сессии Дальневосточной секции СГПМ // Благовещенск, с. 59–60.

Мамедов Т. М., 1963, Геология и условия образования исландского шпата в Южном Карабахе, связанного с карбонатными породами титона (Отчет Нагорно–Карабахской партии по работам 1961–1962 гг.) // М., ВГФ.

Мандалян Р. А., 1979, Вулканогенно–карбонатная формация верхней юры — нижнего мела северной части Армянской ССР (литология, основные черты палеовулканизма, полезные ископаемые) // Стратиграфия и литология Армянской ССР // Изд. АН Арм. ССР, Ереван, с. 101–193.

Мандалян Р. А., 1990, Верхнеюрский–неокомский седименто– и литогенез Армении // Изд. АН Арм. ССР, Ереван, с. 172.

Мандалян Р. А., Петросов И. Х., Цамерян П. П., 1965, Горная кожа из доломитовой толщи верхней юры северо–восточной части Армянской ССР // ДАН Арм. ССР, т. 41, 3, с. 171–176.

Мандалян Р. А., Хачанов Х. В., 2007, Литология и постседиментационные преобразования верхнеюрских карбонатных отложений Мартунинского синклиория и сопредельных участков (Сомхето–Карабахская зона, Малый Кавказ) // Ученые записки Арцахского Гос. Ун–та, 1, с. 150–157.

Мандалян Р. А., Хачанов Х. В., Саркисян Р. Ю., 1998, Генетические типы исландского шпата НКР // Уч. Зап. Арцахского Гос. Ун–та, 1, с. 53–58.

Мартirosян Ю. А., 1986, Биостратиграфия позднемеловых–раннепалеогеновых отложений юга Армянской ССР // Изд. АН Арм ССР, Ереван, 114с.

Маслакова Н. И., 1978, Глоботрунканиды юга европейской части СССР // «Наука», М., 166 с.

Мелик–Адамян Г. У., 2003, Радде Густав Иванович // Краткая армянская энциклопедия. т. 4 // Ереван, 266 с. (на арм. яз)

Мелик–Адамян Г. У., 2003, Стратиграфия и палеогеография плиоцена центральной и северо–западной Армении на основании фауны наземных позвоночных // Автореф. канд. дисс. // Библ. ИГН НАН Армении, Ереван, 29 с.

Мелик–Адамян Г. У., 2008, Хроностратиграфия некоторых миоплиоценовых осадочных образований НКР в свете современных представлений // Сб. научных трудов. Современные задачи геофизики и инженерной сейсмологии, посвященный 100–летию со дня рожд. акад. А. Г. Назарова // Изд. «Гитутюн» НАН РА, Гюмри, с. 354–359.

- Меликсетян Х. Б., 2000*, Петрология и геохимия базальтоидного вулканизма верхнемеловых рифтогенных структур Малокавказской островной дуги // Автореф. канд. диссерт., Библиографический институт НАНАрмении, Ереван, 24 с.
- Меликян Л. С., 1967*, Возраст и условия формирования верхнетретичной вулканогенно-осадочной толщи Зодского рудного поля // Изв. АН Арм. ССР., Науки о Земле., 4, с. 44–53.
- Мелконян Р. Л., 1989*, Петрология и рудоносность мезозойских островодужных формаций Малого Кавказа // Автореф. доктор. диссерт. // М. ИГЕМ АН СССР, 48 с.
- Мелконян Р. Л., 1976*, Петрология, минералогия и геохимия интрузивных комплексов Алавердского рудного района // Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР // Изд. АН Арм. ССР, Ереван, с. 137–279.
- Мелконян Р. Л., Гукасян Р. Х., 2004*, К вопросу о возрасте Кохб–Шнохского интрузивного комплекса // Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1, с. 29–35.
- Мелконян Р. Л., Акопян М. С., 2006*, Некоторые аспекты взаимосвязи магматизма и рудообразования в свете данных по изотопии кислорода (на примере Армении) // Петрология, т. 14, 4, с. 439–448.
- Меллер В., Денисов М., 1889*, Полезные ископаемые и минеральные воды Кавказского края // Изд. Упр. горн. департа. Кавк. края, Тифлис, 420 с.
- Мерклин Р. Л., 1974*, Определитель двустворчатых моллюсков олигоцена СССР, Труд. ПИН. АН. СССР. т. 145, // «Наука», М., 189 с.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е., 1963*, Геологическое строение Кавказа // Изд. МГУ, 356 с.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В., 1973*, Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии // «Недра», 279 с.
- Мкртчян Ш. М., 1988*, Историко-архитектурные памятники Нагорного Карабаха // «Айастан», Ереван, 359 с.
- Мнацаканян А. Х., 1968*, Геологическое положение, состав и условия формирования меловых вулканических образований // Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов // М., «Наука», с. 19–70.
- Мнацаканян А. Х., 1981*, Петрология верхнемеловой вулканической серии Северной Армении // Изд. АНАрм. ССР, Ереван, с. 240.
- Морковкина В. Ф., Арутюнян Г. С., 1971*, О радиологическом возрасте гипербазитов Севанского хребта (Армения) // Изв. АН СССР, серия геол., 11, с. 133–137.
- Мустафаев Г. В., 1977*, Мезозойские гранитоидные формации Азербайджана и особенности их металлогении // Баку, 234 с.
- Мустафаев М. А., 2001*, Лок–Карабахская и Мисхано–Зангезурская зоны. Среднеюрские формации. Позднемеловые формации // Геология Азербайджана. Магматизм, т. III, «Nafta-Press», Баку, с. 78–136.
- Надарешвили Г. Ш., Джанелидзе Т. В., Джрбашян Р. Т., Мустафаев Г. В., Мустафаев М. А., 2002*, Фанерозойский вулканизм Южного Кавказа // Тр. ГИН АН Грузии, Нов. сер., Вып. 117, Тбилиси, с. 39–52.
- Назарян Х. Е., 2005*, Очерк о физико-географическом районировании территории Нагорно-Карабахской республики. Сб. «Основные проблемы географии Южного Кавказа и прилегающих регионов // Изд. ЕГУ, Ереван, с. 247–250.

Наука в Советской Армении за 50 лет, 1974, Геология и география (библиография) //Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 469 с.

Невеская Л. А., Гончарова И. А., Ильина Л. Б., Парамонова Н. П., Хонджариан С. О., 2003, О стратиграфической шкале неогена Восточного Паратетиса. Стратиграфия //Геологическая корреляция, т. 11, 2, с. 3–26.

Невеская Л. А., Попов С. В., Гончарова И. А. и др., 1986, История неогеновых моллюсков Паратетиса // Труд. ПИН т. 220, «Наука», М., 208 с.

Невеская Л. А., Коваленко Е. И., Белуженко Е. В., Попов С. В., Гончарова И. А. и др., 2005, Региональная стратиграфическая схема неогена юга Европейской части России // Отечественная геология, т. 53, 4, с. 1–23.

Носовский М. Ф., 2003, Региональная стратиграфическая шкала майкопских отложений равнинного Крыма // Геол. журнал, 3, с. 137–145.

Олферьев А. Г., Алексеев А. С., 2002, Общая шкала верхнего отдела меловой системы. Стратиграфия //Геологическая корреляция, т. 10, 3, с. 66–80.

Олферьев А. Г., Алексеев А. С., 2003, Зональная стратиграфическая шкала верхнего мела Восточно–Европейской платформы. Стратиграфия //Геологическая корреляция, т. 11, 2, с. 75–101.

Олферьев А. Г., Беньямовский В. Н., Вишневская В. С. и др., 2008, Верхнемеловые отложения северо–запада Саратовской области. Статья 2. Проблемы хроностратиграфической корреляции и геологической истории региона. Стратиграфия. //Геологическая корреляция. т. 16, 3, с. 47–74.

Основы поисков, разведки и подсчета запасов пьезооптических минералов, 1955 // ВСЕГЕИ. М, с. 70–80.

Остроумова А. С., Центер И. Я., 1986, Аналогии пород марианит–бонинитовой серии в юрских вулканитах Карабахского хребта (Малый Кавказ) // ДАН СССР, т. 290, 2, с. 441–445.

Остроумова А. С., Центер И. Я., 1991, Позднемеловые вулканические серии Гочасского прогиба (Малый Кавказ) // Советская геология, 7, с. 65–72.

Паффенгольц К. Н., 1948, Геология Армении // М. –Л., Госгеолтехиздат, 895 с.

Паффенгольц К. Н., 1959, Геологический очерк Кавказа //Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 505 с.

Паффенгольц К. Н., 1979, Стратиграфия палеогена Малого Кавказа //Л., «Недра», 254 с.

Паффенгольц К. Н., 1934, Бассейн озера Гокча (Севан). Геологический очерк //Труды Всесоюз. геол. развед. объединения, вып. 219, 105 с.

Пашалы Н. В., Сулейманов Д. М., 1973, Литологические особенности и возраст акеринской, сисианской и герюсинской свит юго–восточного склона Малого Кавказа //ДАН АН СССР, т. 312, 5, с. 1151–1154.

Пейве А. В., 1969, Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника, 4, с. 5–23.

Петросов И. Х., 1983, Глинистые породы Армянской ССР //Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 322 с.

Пиотровский Б. Б., 1948, Археология Закавказья //Изд. ЛГУ, 131 с.

Подобина В. М., 1998, Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири // Изд. Научно–технической литературы, Томск, 334 с.

Попов С. В., Ахметьев М. А., Запорожец Н. И., Воронина А. А., Столяров А. С., 1993, История восточного паратетиса в позднем эоцене — раннем миоцене. Стратиграфия // Геологическая корреляция, т. 1, 6, с. 10–38.

Попова–Львова М. Г., 1971, Стратиграфия плиоценовых отложений Башкирского приуралья по остракодам. Стратиграфия неогена востока европейской части СССР // «Недра», М., 138–147.

Портная В. Л., 1974, Дискоциклины эоценовых отложений Крыма и их биостратиграфическое значение // МГУ, М., 176 с.

Постановление по стратиграфическим схемам девонских, каменноугольных, пермских и юрских отложений Русской платформы, 1989 // Вып. 24, Л., 43 с.

Практическое руководство по микрофауне СССР, 1991, т. 5. Фораминиферы мезозоя. // «Недра», Л., 375 с.

Птоян А., 1965, Медицина в Армении в XI–XIV веках (эпоха расцвета феодальных отношений) и «Анализ природы человека и его недугов» врача Григориса (XIII в.) // Автореф. докт. дисс., Ереван, 60 с.

Резницкий Л. З., Матонин В. Н., Онгоноев А. Р., 1972, Статистические закономерности распределения и геолого-структурные условия локализации флогопита на слюдяных месторождениях // Матер. конф. молод. научн. сотр. Вост. Сиб. НИИГТИМС, Иркутск, с. 226.

Рентгартен В. П., 1953, Исследования закавказских геологов в конце XIX — начале XX вв. Очерки по истории геологических знаний. вып. 1, с. 77–93.

Рентгартен В. П., 1959, Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. 6 // Изд. АН СССР, М., 540 с.

Рустамов М. И., 1989, Геодинамика магматизма зон континентальной коллизии Кавказ–Иранского сегмента Средиземноморского пояса // Сб. «Вулканизм. Эволюция, геодинамика, рудоносность» // Тезисы 8-го Всесоюзн. палтовулк. симп., ч. 1, Хабаровск, с. 60–62.

Рустамов М. И., 1995, Коллизионно–рифтогенный магматизм палеогена Центрального сегмента Средиземноморского пояса // Магматизм и геодинамика // Тр. Всероссийского петрографич. совещ., Уфа, с. 179–181.

Савельева Г. Н., Савельев А. А., 1988, Структура зоны контакта гарцбургит–габбро в Ипякском массиве (Малый Кавказ) // Доклады АН СССР, т. 300, 1, с. 181–185.

Самышкина К. Г., 1983, Фораминиферы и стратиграфия меловых отложений Восточного Кавказа // «Наука», М., 169 с.

Сатиан М. А., 1984, Офиолитовые прогибы Мезотетиса // Изд. АН АрмССР, Ереван, 173 с.

Сатиан М. А., 2005, Офиолитовые бассейны мезозоя Закавказского геотраверса // Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1, с. 3–8.

Сатиан М. А., Мириджанян Р. Т., Акопян Э. М., 2006, О доорогенных формациях и геодинамике западного сегмента Приараксинской тектонической зоны (Армения) // Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1, с. 3–9.

Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Саакян Л. Г., Мнацаканян А. Х., Гукасян Р. Г., 2005, Лампрофировые трубки взрыва мезозоя Ведийской зоны (Армения) // Изд. «Наири», Ереван, 148 с.

- Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Мнацаканян А. Х., Саакян Л. Г., 2009*, Литодинамика рифтогенеза Араксинской зоны (Армения) // Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1, с. 21–31.
- Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Саакян Л. Г., Мнацаканян А. Х., 2009*, Геология и тектоническое развитие Зангезурской офиолитовой зоны Армении. // Изв. НАН РА, Науки о Земле, 3, с. 42–51.
- Саядян Ю. В., 2009*, Новейшая геологическая история Армении // Изд. «Гитутюн», НАН РА, Ереван, 356 с.
- Сейранян В., 1986*, Минеральные богатства древней Армении // Советакан Айастан, 6, с. 31–32 (на арм. яз).
- Скропышев А. В., 1974*, Основные итоги и задачи изучения исландского шпата и его месторождений // Зап. Ленингр. Горн. института, т. 67, вып. 2, с. 195–206.
- Скропышев А. В., Кукуй А. А., 1973*, Исландский шпат // Л., «Недра», 190 с.
- Смирнов В. И., 1982*, Геология полезных ископаемых // «Недра», М., 699 с.
- Собецкий В. А., Нехиркова Н. И., Балин Т. М. и др., 1982*, Атлас беспозвоночных позднемеловых морей Прикаспийской впадины // «Наука», М., 251 с.
- Соколов С. Д., 1977*, Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа // «Наука», М., 94 с.
- Соловкин А. Н., 1944*, О возрасте интрузий северо-восточной части Малого Кавказа (Аз. ССР) // ДАН СССР, т. 46, N 5, с. 221–222.
- Соловкин А. Н., 1945*, Новые данные о рудоносности интрузий Малого Кавказа (Аз. ССР) // ДАН СССР, т. 48, N 8, с. 613–614.
- Соловкин А. Н., 1951*, Основные черты геологического строения северной части НКАО // Изв. АН Азерб. ССР, N 5, с. 43–51.
- Справочник гидрогеолога, 1962 (под общей редакцией М. Е. Альтовского) // Гостоптехиздат, с. 616.
- Староверов В. Н., Жидовинов Н. Я., 2002*, Использование геологических событийных уровней в стратиграфии и при корреляции (на примере акчагыльских отложений Восточного Паратетиса) // Вестник Воронежского ун-та, сер. геология, 2, с. 20–27.
- Степанов Л. А., 1971*, Соотношение морских и континентальных (акчагыльских и кинельских) отложений Прикаспия, нижнего и среднего Поволжья. Стратиграфия неогена востока европейской части СССР // «Недра», М., с. 124–138.
- Стратиграфический кодекс СССР (Проект), 1988* // Л., 56 с.
- Стратиграфический словарь СССР, 1982*, Палеоген, неоген, четвертичная система // «Недра», Л., 600 с.
- Сулейманов Э. С., Насибов Т. Н., Хачанов Х. В., 1981*, Металлогения офиолитового комплекса Малого Кавказа (на примере центральной части) // Материалы Всес. симпозиума «Эволюция офиолитовых комплексов». Свердловск, с. 113.
- Сулейманов Э. С., Насибов Т. Н., Хачанов Х. В., 1983*, Распределение золота, серебра и некоторых других элементов в двух колчеданных месторождениях Малого Кавказа // Азерб. химич. журнал, 2.

Сулейманов Э. С., Насибов Т. Н., Хачанов Х. В. и др., 1979, Металлогения Севано–Карабахской офиолитовой зоны Малого Кавказа // Материалы IX Всес. совещ. по металлогении Тянь–Шаня: ФАН, Ташкент, с. 202–203.

Сулейманов Э. С., Рамазанов В. Г., Хачанов Х. В., 1980, Распределение золота в молодых вулканических формациях центральной части Малого Кавказа. Материалы V Всес. вулканолог. совещ. // Изд. Мецниереба, Тбилиси, с. 121–123.

Султанов К. М., 1955, Устричники тарханского горизонта Азербайджана // ДАН АН СССР, т. 100, 3, с. 547–549.

Тихомиров В. В., 1953, Первые русские геологи в Закавказье. Вопросы петрографии и минералогии, т. 1, с. 485–499.

Трифонов В. Г., Караханян А. С., 2004, Геодинамика и история цивилизаций // Тр. ГИН РАН, «Наука», Вып. 553, М., 668 с.

Фигуровский И. В., 1939, Климатическая характеристика Нагорно–Карабахской автономной области // Изв. Азерб. фил. АН СССР, 4, с. 91–96.

Фигуровский Н. А., 1974, Древняя Армения — колыбель металлургической техники. Тр. IV Закавказской конференции по истории науки // Изд. АН Арм. ССР, Ереван, с. 308–312.

Физическая география Закавказья, 1986 // Изд. ЕГУ, Ереван, 238 с.

Хаин В. Е., 1975, Основные этапы тектоно–магматического развития Кавказа. Опыт геодинамической интерпретации // Геотектоника, 1, с. 13–27.

Халатян Э. С., Арутюнова М. Н., Халатян А. Р., 1999–2000, Извлечение редких металлов из терм Армении // Тр. НИГМИ, Ереван, с. 68–74.

Халатян Э. С., Хачанов Х. В., Шагинян Г. В., 2004, Минеральные воды НКР и перспективы их использования // Изв. НАН РА, Науки о Земле, 3, с. 44–47.

Халатян Э. С., Хачанов Х. В., Шагинян Г. В., 2008, Минеральные воды Джермаджур–Карвачарской гидрогеохимической зоны (Шаумянский район НКР) и перспективы их использования // Ученые записки Арцахского ГУ, №2, с. 153–157.

Халафова Р. А., 1969, Фауна и стратиграфия верхнемеловых отложений юго–восточной части Малого Кавказа и Нахичеванской АССР // Азгосиздат, Баку, 413 с.

Халилов А. Г., 1978, Стратиграфия Азербайджана. Справочник // «Элм», Баку, 161 с.

Халилов Д. М., 1962, Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана, ч. 1, // Изд. АН Азерб. ССР, Баку, с. 326.

Халилов Д. М., Мамедова Л. Д., 1984, Зональное подразделение палеогеновых отложений Азербайджана // «Элм», Баку, 208 с.

Харитонов В. М., Кокарев Л. В., 2008, Верхнемеловые гастроподы Малого Кавказа. Материалы Четвертого Всесоюзного совещания. Меловая система России и Ближнего зарубежья. Проблемы стратиграфии и палеогеографии // Изд. Сибирского отделения РАН, Новосибирск, с. 187–188.

Хачанов Х. В., 1993, Минералого–геохимические особенности и первичные ореолы Дрмбонского золото–медноколчеданного месторождения // Автореф. канд. дисс., Ереван, 30 с.

Хачанов Х. В., Асланян М. П., Мурадян А. В., 1993, Оценка геохимической аномалии методом нормирования // Изв. НАН РА, Науки о Земле, 3, с. 17–23.

Хачанов Х. В., Мандалян Р. А., 2000, Геология, вещественный состав, генезис и перспективы освоения глины и гипса в плиоцен–антропогенных и исландского шпата в юрских и меловых отложениях Нагорного Карабаха (Отчет ИГН НАН РА по работам 1996–2000 гг.) // Степанакерт, Фонды НКГЛ, 75 с.

Хачанов Х. В., Мандалян Р. А., Саркисян Р. Ю., 1999, О возможностях применения кальцитометрических методов поисков на шпатоносных полях НКР // Ученые записки Арцахского ГУ, 1, с. 59–67.

Хачиян Э. Е., 2008, Прикладная сейсмология // «Гитутюн», Ереван, 491 с.

Цамерян О. П., Закариадзе Г. С., Соболев А. В., Кононкова Н. Н., 1988, Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа по составам пород и расплавов // Геохимия, 8, с. 1140–1158.

Шахназарян А. А. и др., 1984, Отчет о результатах геофизических работ для поисков пресных подземных вод в Мартунинском, Шушинском и Аскеранском районах НКАО за 1980–1983 гг. // Ростгеолфонд.

Шахназарян А. Л. и др., 1981, Отчет о результатах геофизических исследований для поисков пресных подземных вод в Мартакертском районе за 1971–1980 гг. // Ростгеолфонд.

Ширинов Н. Ш., Гаджиев М. П., 1964, Геоморфология долины р. Тертер // Изв. АН Азерб. ССР, серия геолого–географ. наук, 2, с. 91–97.

Ширинов Н. Ш., Кулиев Р. Я., Танрывердиев Х. К., 1967, Геоморфология долины р. Акера // Уч. зап. Азерб. госун–та. Серия геолого–географ. наук, 5, с. 48–54.

Ширинов Н. Ш., Танрывердиев Х. К., 1968, Стратиграфическое и возрастное расчленение континентальных образований басс. рр. Акера и Базарчай (Малый Кавказ) // Изв. АН Азерб. ССР, Науки о Земле, 1, с. 110–119.

Шихайлибейли Э. Ш., 1996, Некоторые проблемные вопросы геологического строения и тектоники Азербайджана // Изд. «Элм», Баку, 215 с.

Шихалбейли Э. Ш., 1966, Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа // Изд. АН Аз. ССР, т. 2: Тектоника и магматизм, Баку, 262 с.

Шихалибейли Э. Ш., 1964, Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. т. 1 (Стратиграфия мезокайнозойских отложений) // Изд. АН Аз. ССР, Баку, с. 307.

Шихалибейли Э. Ш., Аллахвердиев Г. И., Бабаев Ш. А., 1989, Кельбаджарский район // Региональная стратиграфическая схема палеогена Азербайджана // Изд. «Элм», Баку, с. 163–175.

Э. С. Сулейманов, А. Б. Ширалиев, Р. Н. Гасанов, Х. В. Хачанов, 1977, Закономерности размещения и условия формирования оруденения Вежналинского месторождения // Изв. АН Аз. ССР, с. Науки о Земле, 6 с. 109–114.

Экологически чистые подземные питьевые воды (минеральные природные, столовые), 1998, Рекомендации по обоснованию перспективных участков для добычи с целью промышленного розлива // ГИДЭК, М., 32 с.

Эфендиева М. А., Бабаев Р. Г., Джонсон К. Л., 2009, Зональное расчленение майкопской серии Гяджинского нефтегазоносного района (Азербайджан) Материалы 15 сессии палеонтологического общества РАН, С–Пб, с. 168–169.

Эфендиева Э. Н., 1969, Литология и условия образования верхнеюрских отложений Ю–В части Малого Кавказа С–В часть Нагорного Карабаха // Автореф. кандидат. диссер., Баку, АЗГУ, 21 с.

Юра Кавказа, 1992 // С–Пб. Отделение, Изд. «Наука», 184 с.

Якушина Л. Н., Иванов А. В., 2001, Краткий атлас позднемиоценовых двустворчатых моллюсков Ostreoidae, Pechinoidae юго–востока Восточно–Европейской платформы // Изд. Научная книга, Саратов 83 с.

Abich H. V., 1859, Vergleichende Grundzugeder Geologie der Kaukasus wie der Armenischen und Nordpercischen Gebrige als Prodrumus einer Geologie der Kaukasischen // Lander. Mem. de l'Acad. Des sci. de St. Petersburg, sci. mathem. et phys., pt. 1, ser. 6, t. 7 (9), p. 359–534

Adamia Sh., Bergougnan H., Fourquin C., Highipour A., Lordkipanidze M. B., Ozgül N., Ricou L. E., Zakariadze G., 1980, The Alpine Middle East between the Aegean and the Oman traverses. // Mem. Bur. rech. geol. et miners 115, p. 122–136.

Adamia Sh. A., Chkhotia T., Kekelia M., Lordkipanidze M. et al., 1981, Tectonics of Caucasus and adjoining regions: implications for the evolution of the Tethys ocean. // J. Structural Geology 3 (4), p. 437–447.

Adamia Sh. A., Belov A. A., Kekelia M. A., Shavishvili I. D., 1987, Paleozoic tectonic development of the Caucasus and Turkey (Geotravers C). In: Flugael, H. W. and Greculia, P. (Editors). Pre–Variscian and Variscan events in the Alpine–Mediterranean mountain belts. // Mineralia slovacica: Monographi, Alfa Bratislava, p. 23–50.

Babazadeh S. A., Wever P., 2004, Early Cretaceous radiolarian assemblages from radiolarites in the Sistan Suture (eastern Iran). // Geodiversitas, 26 (2), p. 184–205.

Berggren W. A., Pearson P. N., 2005, A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. // Journal of Foraminiferal Research, v. 35, p. 279–298.

Cabanis B., Lecolle M., 1989, Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. // C. R. Acad. Sci., Paris, Sér. II, 309, p. 2023–2029.

Coleman P. J. and Kroenke L. W., 1981, Subduction without volcanism in the Solomon Islands Arc. // Geo–Mar. Lett. 1, p. 129–134.

Danelian T., Galoyan G., Rolland Y., Sosson M., 2007, Paleontological (Radiolarian) Upper Jurassic age constraint for the Stepanavan ophiolite (Armenia). // Bulletin of Geological Society of Greece, v. 36. Proceedings of the 11th International Congress, Athens.

Danelian T., Asatryan G., Sosson M., Person A., Sahakyan L., Galoyan G., 2008, Discovery of Middle Jurassic (Bajocian) Radiolaria from the sedimentary cover of the Vedi ophiolite (Lesser Caucasus, Armenia). // C. R. Palevol 7 (General Paleontology), Issue 6, p. 327–334.

Darvishzad B., Abdolalipor S., 2009, Campanian and Maastrichtian biostratigraphy and paleoenvironment in Iorband section, north of Iran. // Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 20 (1), p. 23–29.

Evensen N. M., Hamilton P. J., O'Nios R. K., 1978, Rare earth abundances in chondritic meteorites. // Geochim. Cosmochim. Acta, 42, p. 1199–1212.

Galoyan G., 2008, Etudes pétrologiques, géochimiques et géochronologiques des ophiolites du Petit Caucase (Arménie). // Thèse de Docteur en Sciences de l'Université de Nice-Sophia Antipolis., 287p.

Galoyan G., Rolland Y., Sosson M., Corsini M., Melkonyan R. 2007, Evidence for superposed MORB, oceanic plateau and volcanic arc series in the Lesser Caucasus (Stepanavan, Armenia). // *C. R. Géoscience*, 339, p. 482–492.

Galoyan G., Rolland Y., Sosson M., Corsini M., Billo S., Verati C., Melkonyan R., 2009, Geology, geochemistry and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ dating of Sevan ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): Evidence for Jurassic Back-arc opening and hot spot event between the South Armenian Block and Eurasia. // *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, Issue 2, p. 135–153.

Ghazi A. M. and Hassanipak A. A., 1999, Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, Western Iran: implication for Tethyan plate tectonics. // *Journal of Asian Earth Sciences*, 17, p. 319–332.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M. B. et al., 1998, Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. // *SEPM, Spec. Publ.*, 60, p. 3–15.

Jagt E., Zaton M., 2004, Linking southern Poland and northern Germany Campanian Cephalopods, Innoceramid bivalves and Echinoids. // *Acta Geologica Polonica*. vol. 54, 4, p. 573–586.

Jrbashyan R., 2004, The late-collision basaltic volcanism in the N–E part of the Armenian Highland. // Abstracts, 2 International Maar Conference, Budapest, p. 64.

Kennedy W. J., Jolkicev N., 2004, Middle Cenomanian ammonites from the type section of the Sanandino Formation of the northern Bulgaria. // *Acta Geologica Polonica*. vol. 54, 3, p. 369–380.

Knipper A. L., 1979, 1980, The tectonic position of ophiolites of the Lesser Caucasus. In: Panayiotou A. (Ed.), *Ophiolites*, // *Proceed. Intern. Ophiolite Symp.*, Cyprus p. 372–376.

Knipper A. L. and Khain E. V., 1980, Structural position of ophiolites of the Caucasus. // *Ofioliti, Spec. Iss.* 2, p. 297–314.

Knipper A. L., Ricou L. E., Dercourt J., 1986, Ophiolites as indicators of the Geodynamic evolution of the Tethyan ocean. // *Tectonophysics*, v. 123, 1–4, p. 213–240.

Musavu–Moussavou, Danielian Taniel, 2006, The radiolarian biotic response to Oceanic Anoxic Event 2 in the southern part of the Northern proto-Atlantic. // *Revue de Micropaléontologie*, # 49, p. 141–163.

O'Dogherty, 1994, Biochronology and Paleontology of Mid. Cretaceous Radiolarians from Noort Apeninus (Italy) and beltic Cordillera (Spain), // *Memoires de Geologie (Lausanne)*, 2, 413 p.

Oosteron M. G., 1966, Strontium and barium in carbonates of crystalline rocks. // *Proc. koninkl. nederl. Acad. wet.*, v. 69, p. 5–18.

Patterson T. R., Folwer A. D., Huber B. T., 2004. Evidence of hierarchical organization in the planktonic foraminiferal evolutionary record. // *Journal Foraminiferal Research*. v. 34, p. 85–95.

Pearce J. A., 2008, Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. // *Lithos* 10014–10048.

Radde G., 1890, Karabagh Petermann's // *Geographische Mitteilungen Heft.* 100, Gotha, 56 p.

Rolland R., Galoyan G., Bosch D., Sosson M., Corsini M., Fornari M., Verati C., 2009, Jurassic back-arc and Cretaceous hot-spot series In the Armenian ophiolites — Implications for the obduction process. // *Lithos* 112, Issues 3–4, p. 163–187.

Rolland Y., Billo S., Corsini M., Sosson M., Galoyan G., 2009, Blueschists of the Amassia–Stepanavan Suture Zone (Armenia): linking Neo–Tethys subduction from E–Turkey to W–Iran. //Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch) 98, 3, p. 533–550.

Sengör A. M. C., Yilmaz Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. //Tectonophysics, 75, p. 181–241.

Sosson M., Rolland Y., Müller C., Danelian T., Melkonyan R., Kekelia S., Adamia S., Babazadeh V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G. and Mosar J., 2010, Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. // Geological Society, London, Special Publications, v. 340, p. 329–352.

Sun S. S. and McDonough W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in Ocean Basins. //Geol. Soc. London, Spec. Publ., 42, p. 313–345.

Serra-Kiel Y., Hottinger L., Gaus E., Drobne K., Ferrandez C. et al., 1998, Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. //Bull. Soc. geol. Franc, v. 169, 2, p. 281–299.

Streckeisen A., 1976, To each plutonic rock its proper name. // Earth Sciences Reviews. International Magazine for Geo–Scientist. Amsterdam, v. 12, p. 1–33.

Tankut A., Dilek Y., Önen P., 1998, Petrology and geochemistry of the Neo–tethyan volcanism as revealed in the Ankara melange, Turkey. //Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85, p. 265–284.

Tekin U. K., Göncüoğlu M. C., Turhan N., 2002, First evidence of Late Carnian radiolarians from the Izmir–Ankara suture complex, central Sakarya, Turkey. //implications for the opening age of the Izmir–Ankara branch of Neo–Tethys Geobios 35, 127–135.

Thost C., 1894, Mikroskopische Studien an Gesteinen des Karabagh — Gaus (Armenisches Hochland) Abhandl. //Senckenberg. Naturforsch. Gesellsch. Bd. 18., 272 p.

Tmalla Ahmed F. A., 2007, The stratigraphic positions of the Wadi Dukhan and Al Uwayliah formations northeast Libya — a review. // Scripta Geologica, 134, p. 119–130.

Tröger, K. – A. & Summerberger, H., 1994, Coniacian and Santonian inoceramid bivalves from the Gosau–Group (Cretaceous, Austria) and their biostratigraphic and palaeobiogeographic significance. //Annual Naturhistorische Museum Wien, 69A: 161–197.

Valentin I., 1891, Bericht über mein Reise nach Tiflis und die Teilnahme an der Raddeschen Expedition in der Karabagh — Gau. Sommer 1890. //Bericht Senckenberg. Naturforsch. Gesellschaft, Frankfurt a/m, p. 159–239.

Walasczyk I., 2004, Inoceramids and inoceramid biostratigraphy of the Upper Campanian to basal Maastrichtian of the Middle Vistula River section, central Poland. //Acta Geologica Polonica. vol. 54, 1, p. 95–168.

Yilmaz A., Adamia S., Chabukiani A., Chkhotua T., Erdogan K., Tuzcu S., and Karabiyikoglu M., 2000, Structural correlation of the southern Transcaucasus (Georgia) – eastern Pontides (Turkey). In Tectonics and Magmatism in Turkey and the surrounding area, Bozcürü, E., Winchester, J. A. and Piper, J. D. A. (Eds). //Geol. Soc. London, Special pub., 173, p. 171–182.

Zakariadze G. S., Knipper A. L., Sobolev A. V., Tsameryan O. P., Dmitriev L. V., Vishnevskaya V. S., Kolesov G. M., 1983, The ophiolite volcanic series of the Lesser Caucasus. //Ofioliti 8 (3), p. 439–466.

**ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ
НАГОРНО-КАРАБАХСКОЙ РЕСПУБЛИКИ**

**ԼԵՌՆԱՅԻՆ ՂԱՐԱԲԱՂԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ
ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ՀԱՆ-ՔԱՅԻՆ ՊԱՇԱՐՆԵՐԸ**

Директор издательства
Э. Мкртчян

Худ. редактор
А. Багдасарян

Компьютерная верстка
В. Асриев

Корректор
А. Ананян

ISBN 978-99941-1-870-0

Печать офсетная. Формат 70x100 1/16.

Бумага офсетная.

Объем 18 п.л. Тираж 200 экз.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ЗАНГАК-97»

0051, Ереван, пр. Комитаса 49/2, тел.: (+37410) 23-25-28,

факс: (+37410) 23-25-95, эл. почта: info@zangak.am,

эл. сайт: www.zangak.am, www.book.am

5706