

**РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ДЛЯ ПЕСЧАНИКОВ МИОЦЕНА
СЕВЕРНОГО ИРАКА** (на основании петрографического анализа,
анализа вещественного состава и химии минералов обломочной составляющей)

Али И. Аль-Джубури, Том МакКанн*, Мохсин М.Газаль**

Research Center for Dams and Water Resources, Mosul University, Iraq

** Geological Institute, Bonn University, Nussallee 8, 53115 Bonn, Germany*

*** Geology Department, Mosul University, Iraq*

Данные модального анализа, геохимии и химического состава песчаников двух свит миоцена Фат-ха и Инджана (Северный Ирак) показали, что источники обломочного материала были гетерогенными и включали в себя основные изверженные и метаморфические, а также более древние осадочные породы. Песчаники в основном представляют собой обогащенные карбонатами лититовые арениты. На основании геохимического анализа, подтвердившего результаты петрографических исследований, сделан вывод о том, что фактически все изученные песчаники обогащены железом и относятся к лититовым и кварц-аркозовым. Геохимические исследования подтвердили, что источником гранатов являлись метаморфические, роговой обманки — магматические, клинопироксенов — основные изверженные породы. Источником эпидота, наиболее вероятно, были дезинтегрированные метаморфические породы, по существу, метаморфизованные магматические породы. Геохимия рутила указывает на источник низкой степени метаморфизма и на основной и ультраосновной магматические источники, данные по химическому составу хромшпинели — на поступление из альпинотипного перидотита. Офиолитовые радиоларитовые пояса Тавра-Загроса, а также поднятые меловые и палеоценовые слои на севере и северо-востоке Ирака являлись наиболее вероятным главным источником кластогенного материала, поступающего в бассейн Фатха и Инджана. Этот бассейн относится к краевому форландовому, сформировавшемуся в результате коллизии Аравийской и Турецко-Иранской континентальных плит.

Область сноса, тяжелые минералы, химия минералов, модальный анализ, миоцен, Ирак.

PROVENANCE OF MIOCENE SANDSTONES IN NORTHERN IRAQ
(from the petrography, bulk-rock geochemistry, and mineral chemistry of detritus)

A.I. Al-Juboury, T. McCann, and M.M. Ghazal

Modal analysis and composition of sandstones of the Miocene Fat'ha and Injana Formations, northern Iraq, indicate that the detritus was derived from heterogeneous sources that included basic igneous and metamorphic rocks as well as older sedimentary rocks. Sandstones are generally carbonate-rich lithic arenites. Their geochemistry supports the petrographic results and indicates that they are virtually all Fe-rich lithic sandstones/quartz arkosic sandstones. The geochemistry of garnets suggests their derivation from metamorphic sources, and that of hornblende refers to igneous and metamorphic origin, whereas that of clinopyroxenes indicates their derivation from basic igneous sources. The provenance of epidote is most probably a product of disintegration of metamorphic rocks, which are, in essence, metamorphosed igneous rocks. The geochemistry of rutile refers to low-grade metamorphic and basic to ultrabasic igneous sources. The chemical composition of Cr-spinels indicates an input from Alpine-type peridotite. The ophiolitic-radiolarite belts of Taurus-Zagros as well as the uplifted Cretaceous and Paleocene strata of northern and northeastern Iraq are most probably the major source of detritus to the Fat'ha and Injana basin. This basin is a foreland marginal basin that formed as a result of the continental Arabian and Turkish- Iranian plates collision.

Provenance, heavy minerals, mineral chemistry, modal analysis, Miocene, Iraq

ВВЕДЕНИЕ

Настоящее исследование объединяет подходы (модальный анализ, геохимия пород, фазовый химический анализ выделенных зерен тяжелых минералов) для реконструкции области сноса средне- и позднемиоценовых кластитов на севере Ирака.

Анализ области сноса служит для реконструкции доседиментационной истории осадков и осадочных пород. Он включает расстояние и направление транспорта, размер и положение источника питания, климатические условия и рельеф питающих провинций, также специфические типы материнских пород [Pettijohn et al., 1987].

Палеогеографическая обстановка территории Северного Ирака формировалась под влиянием коллизии Аравийской и Турецко-Иранской плит, что обусловило накопление и дислокацию отложений осадочного чехла [Buday, Jassim, 1987; Al-Sharhan, Nairn, 1997].

В миоцене территория Северного Ирака представляла собой район преимущественно морского осадконакопления, которое началось формированием карбонатных и эвапоритовых отложений свит Серикани, Евфрат, Дхибан и Джериб в условиях мелководных эпиконтинентальных морей и лагун в окраинных бассейнах. Морские условия накопления постепенно сменялись изолированными мелкими морями и лагунами, периодически сообщаемыми с морями нормальной солености. Это привело к формированию в среднем миоцене отложений эвапоритов регрессивного цикла свиты Фатха (нижний фарс). В краевых частях бассейна Фатха преимущественно встречаются обломочные отложения, верхние две трети разреза свиты представлены тонкозернистыми песчаниками и алевритистыми аргиллитами. Эти кластиты отлагались в дельте с доминированием реки [Al-Naqib, Aghwan, 1993; Al-Juboury et al., 2001; Al-Juboury, McCann, 2008].

Накопление речных отложений свиты Инджана (верхний фарс) в форландовом бассейне в период позднего миоцена ознаменовало окончание морской седиментации на территории Северного Ирака. Эта формация представляет собой кластогенный сиквенс средне- и крупнозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и накопилась во флювиальной и приливно-отливной обстановке [Al-Banna, 1982; Al-Juboury, 1994].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЯ

Территория Северного Ирака в геологическом отношении охватывает в северо-восточной части горный массив Загрос северо-западного простирания, в северной и северо-западной частях — горный массив Тавр, имеющий широтное простирание. В структурном отношении подразделяется на три зоны: надвигов, складчатость и отсутствие складчатости [Bolton, 1958] (рис. 1).

Зона шарьяжей (надвиговых и складчатых) охватывает территорию севера и северо-востока Ирака, образуя сложную в тектоническом отношении систему высоких горных хребтов Загрос. Сформировалась она под воздействием интенсивной вулканической деятельности, которая представлена интрузиями габбро-долеритов, экструзиями андезитов и базальтов, а также пирокластическими породами и туфами. Слабометаморфизованные породы зоны — это филлиты, кристаллические сланцы и метабазальты (спилиты) [Abdul-Wahab, 1983].

Зона складчатости (нестабильный шельф) подразделяется на три тектонические зоны (с запада на восток): месопотамскую (четвертичные молассы и погребенные структуры), предгорья (неогеновые молассы и вытянутые антиклинали, разделенные крупными синклиналями) и интенсивной складчатости (палеогеновые молассы и гармоничные складчатые структуры). Все они меридионального простирания и разделены на блоки, которые ограничены поперечными разломами, ориентированными по линии ВСВ-ЗЮЗ (со смещением на СВ-ЮЗ), с вертикальным и горизонтальным смещением [Jassim et al., 1999]. Тектоническая активность поперечных блоков проявилась, по меньшей мере, с позднего мела и оказала большое влияние на формирование осадочных фаций меловых и третичных последовательностей отложений [Numan, 1997]. В соответствии с тектоническим районированием Ирака [Numan, 2001] исследуемая территория расположена в пределах месопотамской зоны и зоны предгорья, образующих квазиплатформенный форланд Ирака (рис. 2). Бассейн ориентирован по оси СЗ-ЮВ и выполнен песчанистыми и глинистыми фациями свиты Инджана (поздний миоцен), обрамляющими одновозрастные эвапоритовые фации свиты Фатха среднего миоцена [Al-Mashadani, 1984].

Свита Фатха (средний миоцен, лангийский ярус? [van Bellen et al., 1959; Al-Juboury, McCann, 2008]) представляет собой несколько регрессивных циклов, сложенных чередованием алевритоглинистых пород, известняков, гипса с прослоями ангидритов или галитов в

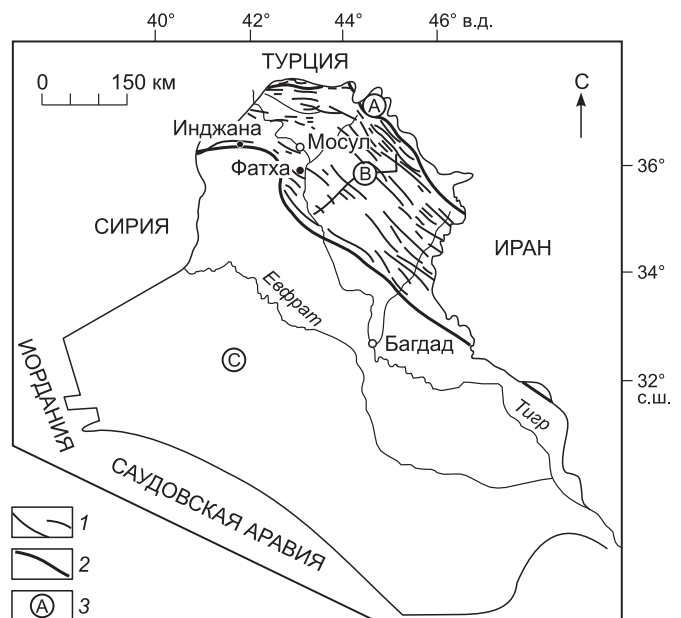


Рис. 1. Тройственное тектоническое строение территории Ирака (модифицировано по [Bolton, 1958]).

1 — оси антиклиналей; 2 — граница между зонами устойчивости и неустойчивости; 3 — зона: А — надвигов, В — складчатости (неустойчивости), С — отсутствия складчатости (устойчивости).

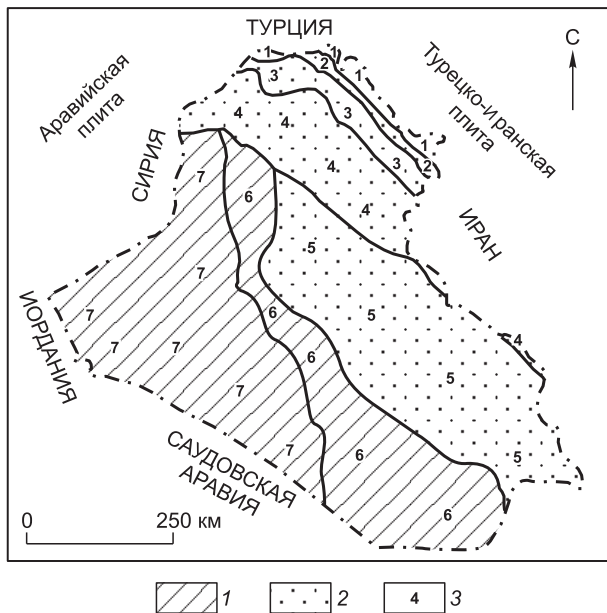


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема Ирака, по [Numan, 2001].

Зоны складчатости: 1 — устойчивые, 2 — неустойчивые. Цифрами обозначены: 1 — тектонические фации зон субдукции, хр. Загрос, 2 — чешуйчатые структуры бассейна форланда, 3 — зона интенсивной складчатости бассейна форланда (2 + 3 = бассейн форланда), 4 — бассейны седиментации взвеси, зона предгорья квазиplatformенного форланда, 5 — бассейны прогиба месопотамской зоны квазиplatformенного форланда (4 + 5 = квазиplatformенный форланд, 2 + 3 + 4 + 5 = пояс форланда Аравийской плиты), 6 — зона Салман, 7 — зона Рутба-Джезира.

центральной части. Обломочная составляющая присутствует только в верхней пачке свиты Фатха, хотя в краевых частях обломочный материал доминирует. Представлена она песчаниками, алевроаргиллитами и аргиллитами красноокрашенными и состоит из двух крупных циклов, в которых наблюдается смена снизу вверх по разрезу на более грубозернистые отложения. Эти циклы, как предполагается, образовались в дельтовой осадочной системе с доминированием реки, где агградация дельты происходила поверх лагунных циклов (рис. 3, А).

Свита Инджана (поздний миоцен) [van Bellen et al., 1959] — это преимущественно обломочные отложения, в которых выделяется несколько циклом с постепенным уменьшением вверх по разрезу зернистости осадков, представленных карбонатными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Отложения свиты сформировались главным образом в флювиальных, прибрежных обстановках (см. рис. 3, Б).

Погружение бассейна началось в среднем миоцене, оно отразилось в постепенной смене характера седиментации: накопление аргиллитов, алевроаргиллитов и тонкозернистых песчаников верхней части свиты Фатха сменяется обломочными осадками, представленными преимущественно песчаниками свиты Инджана. Погружение продолжалось до плиоцена и ознаменовалось накоплением крупнозернистой

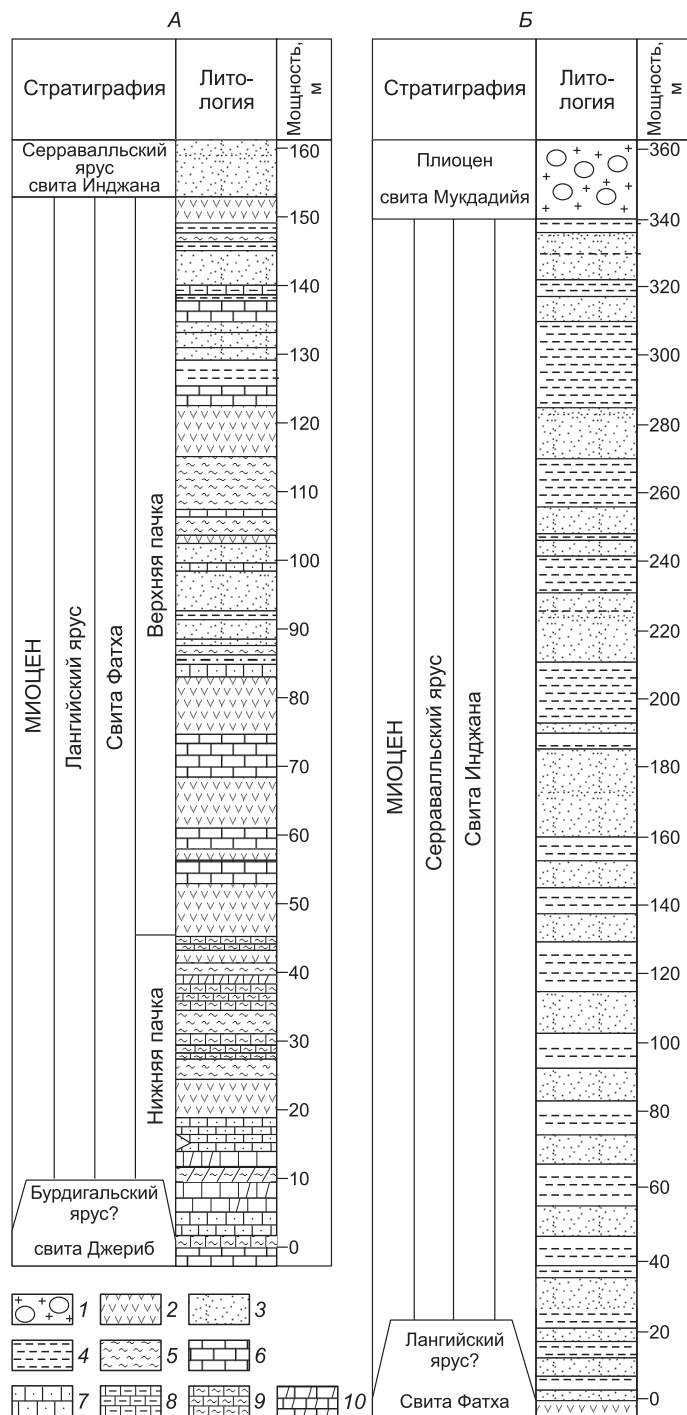


Рис. 3. Репрезентативный литологический разрез свит Фатха (А) и Инджана (Б) (точки отбора проб F5 и I2 соответственно, см. рис. 4).

1 — галечниковые песчаники; 2 — гипс; 3 — песчаники; 4 — алевроитистые аргиллиты, аргиллиты; 5 — мергели; 6—10 — известняки: 7 — песчаные, 8 — глинистые, 9 — мергелистые, 10 — доломитовые.

кластики, выполняющей свиты Мукдадий (нижняя часть формации Бахтиари) и Баи Хассан (верхняя часть формации Бахтиари). Классический материал смывался с территории поднимающегося бассейна Загрос [Sissakian, Youkhana, 1978].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалом для работы послужили пробы песчаников свиты Фатха (средний миоцен) и Инджана (поздний миоцен), отобранные на разных выходах пород на севере и северо-западе Ирака (рис. 4).

Анализ минералогического состава проводился на пробах мелко- и среднезернистых песчаников. Для этого были изготовлены сорок пять шлифов, ориентированных параллельно слоистости места отбора проб (см. на рис. 4). Минералогический анализ выполнялся под петрографическим микроскопом. Подсчет точек в шлифах песчаника проводился методом Газзи-Дикинсона (Gazzi-Dickinson) [Ingersoll et al., 1984]. В каждом срезе определялось более 300 точек с интервалом 0.5 мм.

Основные элементы и элементы-примеси в пробах песчаника анализировались с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра с волновой дисперсией (марка Siemens, тип SRS 303 As) в Геологическом институте Бонна, Германия. Определение потерь при прокаливании (п.п.) выполнялось гравиметрическим методом.

Рентгеноструктурный анализ проводился в геологическом отделении Университета Мосула (Ирак) на дифрактометре с медным излучением марки Philips 1730 (сканирование с шагом $2^\circ\theta/\text{мин}$, образцы высушены на воздухе, обработаны гликолем и нагреты).

Природа пород источников материала определялась с использованием микронзондовых анализов граната, амфибола, пироксена, эпидота, рутила и хромшпинели. Анализ минералов тяжелой фракции проводился на зондовом микроанализаторе волновой дисперсии Camebax в Институте минералогии (Университет Бонна, Германия). Режим съемки: ускоряющее напряжение 15 кВ, ток 12 нА.

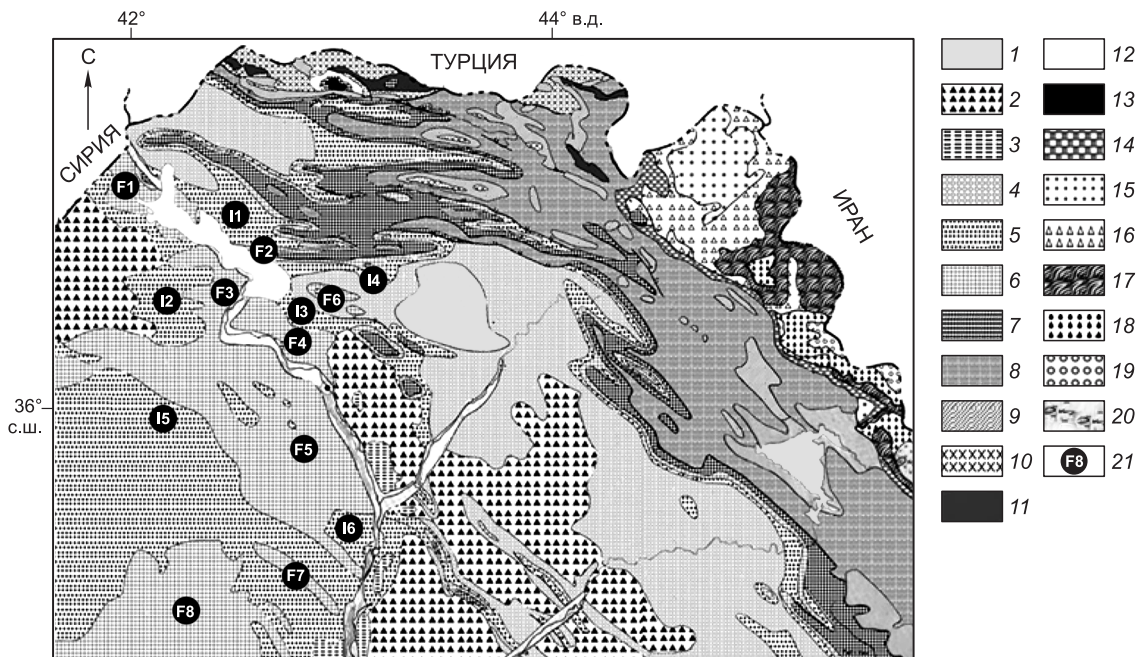


Рис. 4. Геологическое строение территории Северного Ирака (модифицировано на основе геологической карты Ирака [Geological map..., 1986]).

1 — пойменные отложения голоцена; 2 — плейстоцен-голоценовое полигенное выполнение синклиналей; 3 — речные террасы плейстоценового возраста; 4—11 — свиты: 4 — Мукдадий и Баи Хассан (группа Бахтиари), плиоцен, 5 — Инджана, верхний миоцен (верхний фарс), 6 — Фатха, средний миоцен (нижний фарс), 7 — Серикани, Евфрат, Дхибан, Джериб, нижний миоцен; Пиласпи, Аванах, Джадалла, палеоцен; Геркус, Алиджи, Хурмала, Колош, эоцен, 8 — Ширианиш, Танжеро, Акра, Карнчука, Гарагу, мел, 9 — Чиа Гара, Наокелекан, Сараглу, юра, 10 — Балутти, Кура Чина, Гели Хана, триас, 11 — Чиа Заири, пермь; 12 — вулканиты Пириспики-Чалки, Каиста, Ора, Харур, силур—карбон, 13 — кварцит, Хабур, ордовик. Зона тектонического покрова: 14 — красноцветная серия, мел—плиоцен, 15 — серия Кулкула, юра—мел, 16 — серия Наопурдан, палеоцен—олигоцен, 17 — серия Валаш, палеоцен—эоцен, 18 — серия Кандил, мел, 19 — серия Шалаир, мел, 20 — серия Ката Раш, мел; 21 — точки отбора: F — свита Фатха, I — Инджана; цифры — номера образцов.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Песчаники сложены тремя главными обломочными компонентами (табл. 1):

Кварц (Q). Исследованные образцы в целом характеризуются невысоким содержанием кварца: средние значения 33.5 % для образцов свиты Фатха и 11.4 % — Инджана. Широко распространены в песчаниках монокристаллический (Q_m) и поликристаллический кварц (Q_p). Отмечается прямое и слабо выраженное волнистое угасание, что свидетельствует об интрузивном магматическом происхождении. В некоторых его зернах обнаружены включения, представленные преимущественно цирконом, рутилом, оксидами железа и газовыми пузырьками, имеющими хаотическое или ориентированное распределение, указывающее на метаморфическое и интрузивное магматическое происхождение. Зерна монокристаллического кварца преимущественно полуугловатые до полуокатанных, реже хорошо окатанные, что указывает на переотложение из более древних осадочных пород. Большинство зерен поликристаллического кварца имеют более 3 кристаллов. Типы контактов субзерен преимущественно сутурные, но наблюдаются и линейные. Размеры субзерен варьируют в каждом отдельном зерне поликристаллического кварца. Обычно присутствуют кремни (микростриктинический кварц) (рис. 5).

Полевой шпат (F). Представлен он плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Плагиоклаз наблюдается в полуугловатых зернах или в виде идиоморфных зональных кристаллов. Часто встречаются сдвойникованные плагиоклазы. Калиевый шпат встречается реже, чем плагиоклаз и характеризуется разной степенью окатанности зерен. Зерна полевого шпата могут оставаться свежими и неизменными, но зачастую они замещены карбонатом или изменены до серицита и глинистых минералов (см. рис. 5). В отличие от свиты Фатха, песчаники свиты Инджана характеризуются более высоким содержанием полевого шпата.

Обломки пород (L). Осадочные породы (L_s) представлены обломками карбонатных (L_c), кремневых пород (L_{ch}) с очень редкими фрагментами глинистых. Содержание в разрезе обломков изверженных (L_i) и метаморфических (L_m) пород представлено в разных пропорциях (см. табл. 1). В песчаниках свиты Инджана их общее число выше (40—58 %), чем в таковых свиты Фатха (14—20 %). В целом обломки карбонатов, преобладающие над остальными обломками пород, представлены окатанным или полуокатанным микритовым материалом (см. рис. 5 и 6). Обломки кремневых пород имеют преимущественно микростриктиническую структуру. Было установлено небольшое количество радиоляритового кремня (см. рис. 5, Г), источниками обломков которого, как предполагается, были меловая серия Кулкула на северо-востоке Ирака и прилегающая зона Санандаж-Сирджан в Иране [Stöcklin, 1968]. Обломки изверженных пород представлены полуугловатыми кислыми интрузивными и андезитовыми породами, метаморфических — филлитовыми сланцами и зернами метаосадочного поликристаллического кварцита.

Матрикс в песчаниках свиты Фатха образует от 0 до 26 % объема породы, тогда как в песчаниках Инджана он составляет только 0—6 % (см. табл. 1). Представлен он раздробленными лититовыми зернами, мелкими зернами кварца и филлосиликатов (в частности, серицитом как псевдоматриksom). Распространенный тип цемента — поровый или лоскутный карбонатный (шпатовидный кальцит, микрит), кварцевый встречается очень редко, а глинисто-железистый и ангидритовый наблюдаются только в отдельных образцах.

Акцессорные минералы в песчаниках свиты Фатха представлены в основном включениями непрозрачных (магнетит, хромит и(или) хромшпинель, гематит, пирит) и прозрачных минералов (эпидот, пироксен, амфибол, гранат, циркон, турмалин, рутил, кианит, ставролит, глаукофан, апатит, филлосиликаты — биотит, мусковит и хлорит, немного зерен глауконита). Содержание акцессорных минералов в табл. 1 указано в колонке «прочее». Аналогичный состав ассоциаций тяжелых минералов, за исключени-

Таблица 1. Модальный состав обломочной фракции, распределение матрикса и цемента (%)

Свита	Кол-во обр.	Q	F	L	Q_m	L_i	Q_p
Инджана	20	11.4	19.34	49.31	8.2	52.5	3.2
		(7.2—18.4)	(12.3—30.7)	(34.9—76.3)	(5.5—14.3)	(40.8—58.6)	(1.7—4.1)
		3.5	6.04	12.09	2.12	5.93	0.84
Фатха	20	33.5	9.61	14.98	29.18	19.32	4.32
		(26.8—41.4)	(7.3—11.7)	(8.9—20.4)	(23.4—34.8)	(14.1—20.2)	(3.1—6.2)
		4.48	1.23	3.82	3.51	1.43	0.95

Примечание. Q — сумма зерен кварца; F — сумма зерен ПШ; L — все обломки пород; Q_m — зерна монокристаллического кварца; Q_p — сумма зерен поликристаллического кварца; L_i — фрагменты изверженных пород; L_c — сумма фрагментов карбонатных пород. Цемент: к — карбонатный, г-ж — глинисто-железистый, а — ангидритовый. Цифры в таблице: первая —



Рис. 5. Микрофотографии отобранных образцов песчаника из свиты Инджана (разрез I4).

A — общий вид, показывающий нахождение обломков карбонатных пород (Cr), преимущественно окатанных и полуокатанных, фрагментов кремнистых сланцев (Ch) и малочисленных зерен поли- и монокристаллического кварца (Q); *B* — свежие и измененные зерна полевого шпата (F) с окатанными зернами кварца (Q); *B'* — свежие зерна полевого шпата (F), моно- (Q) и поликристаллического кварца (Q_p), фрагменты кремнистых сланцев (Ch), глинистых (Ar) и карбонатных (Cr) пород; *Г* — сланцы: микрокристаллический (Ch) и радиолариевый (R). Места отбора проб см. на рис. 4.

ем чешуйчатых филлосиликатов и зерен глауконитов, был идентифицирован в песчаниках свиты Инджана. Рентгеноструктурный анализ показал присутствие в образцах алевроаргиллита палыгорскита, иллита и хлорита в качестве основной составляющей глинистых минералов свит Инджана и Фатха [Al-Juboury, 1994; Al-Juboury et al., 2001].

СТАДИЯ ДИАГЕНЕЗА

Наиболее широко развиты в песчаниках рассматриваемых миоценовых свит процессы уплотнения. Характер межзерновых контактов во многих образцах служит явным доказательством такого уплотнения, часто контакты линейные и сутурные, когда грани трех или более обломочных зерен имеют общую точку соприкосновения (см. рис. 5 и 6). Кроме того, давление на контакте при наличии растворов способствует внедрению более твердых зерен (сланцев и кварца) в более мягкие (карбонатов).

Процессы замещения в первую очередь проявляются в карбонатах, замещающих другие обломки пород, а в некоторых случаях и минеральные зерна. Результаты этих процессов наиболее проявлены в кремневых обломках и полевых шпатах. Диагенетические преобразования наиболее отчетливо фиксируются в полевом шпате и неустойчивых лититовых фрагментах, что приводит к увеличению объема матрикса, представленного в основном раздробленными лититовыми зернами, мелкими зернами кварца и филлосиликатами (в частности, серицитом как псевдоматриksom).

в образцах песчаников из свит Фатха (F5) и Инджана (I4), Северный Ирак

L _i	L _c	L _{ch}	L _m	Матрикс	Цемент			Прочее
					к	г-ж	а	
5.11 (1.6—8.4)	33.84 (26.7—45.5)	6.24 (2.5—13.2)	4.12 (1.3—6.7)	2.93 (0.1—6.4)	12.41 (10.4—16.8)	0.82 (0.1—1.2)	1.91 (1.2—2.1)	0.94 (0.3—2.5)
2.18	5.25	3.23	1.79	1.71	1.93	0.27	1.9	0.66
1.37 (0.4—2.9)	4.43 (2.6—5.9)	5.19 (3.2—6.4)	4.0 (2.4—6.2)	20.1 (0—26.3)	10.32 (6.4—14.6)	2.21 (0.9—3.6)	3.53 (2.2—3.8)	3.8 (2.6—4.8)
0.64	1.07	0.96	1.12	3.64	2.52	0.77	0.42	0.71

ческого кварца; L_s — сумма осадочных пород; L_i — все обломки пород, включая зерна поликристаллического кварца; L_c — сумма фрагментов кремнистых сланцев; L_m — сумма фрагментов метаморфических пород; прочее — среднее, в скобках — разброс значений, последняя — среднеквадратичное стандартное отклонение.

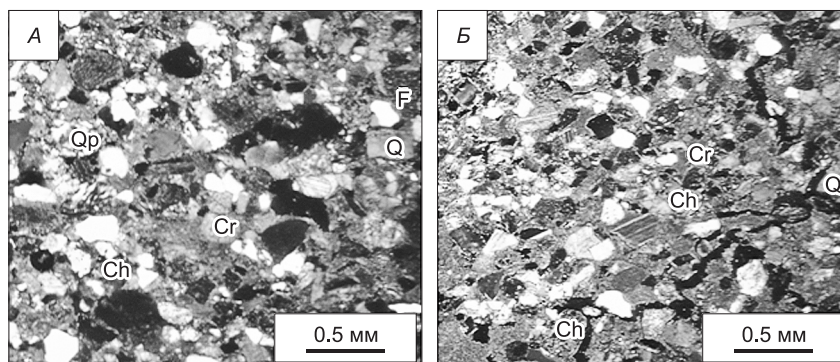


Рис. 6. Микрофотографии отобранных образцов песчаника из свиты Фатха (разрез F5).

A — среднезернистый коричнево-серый песчаник, в составе которого моно- (Q) и поликристаллический (Q_p) кварц, обломки кремнистых сланцев (Ch) с незначительной примесью полевого шпата (F) в карбонатном (кальцитовом) цементе, частично перекристаллизованном (Cr); *B* — мелкозернистый коричневый песчаник с полуугловатыми зернами кварца (Q) и фрагментами кремнистых сланцев (Ch) в карбонатном цементе (Cr). Места отбора проб см. на рис. 4.

В большинстве исследуемых образцов цемент порового типа представлен карбонатами пойкилитового, порового и лоскутного типов (шпатовидный кальцит, микрит), кварцевый цемент встречается редко, в отдельных образцах наблюдаются глинисто-железистый и ангидритовый. Дифрактометрические данные свидетельствуют о том, что аутигенные минералы представлены кальцитом, доломитом, палыгорскитом, хлоритом, ангидритом, гипсом и гематитом.

МОДАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Песчаники свиты Фатха (средний миоцен) имеют преимущественно кварц-лититовый состав ($Q_{58}F_{16}L_{26}$), тогда как породообразующие компоненты песчаников свиты Инджана (поздний миоцен) имеют состав $Q_{14}F_{24}L_{62}$. По своему составу песчаники свит Фатха и Инджана (Северный Ирак) являются лититовыми аренидами с обильной карбонатной кластикой. По определению некоторых исследователей [Al-Rawi, 1979, 1982], обогащенные карбонатным материалом песчаники относятся к категории лититовых и сублититовых аренидов и вакк, в которых терригенная карбонатная кластика и карбонатный цемент преобладают над другим обломочным материалом. В породах свиты преобладают угловатые и полуокатанные зерна кварца, полевого шпата и обломки пород, в основном карбонатных и кремневых, с разным количеством метаморфических и изверженных, а также небольшой примесью обломков песчаников и глинистых пород.

Относительное содержание кластогенного материала в миоценовых песчаниках Северного Ирака указывает на то, что источником обломочного материала являлись тектонически-активные районы. Поднятия явились, вероятно, тем важным тектоническим фактором, который обусловил быстрое развитие эрозии и как результат — образование карбонатных песчаников.

Результаты петрографического анализа представлены в виде треугольной дискриминационной диаграммы песчаников Q—F—L, на которой все изученные точки состава песчаников группируются в области поля, отвечающего провинции рециклированной дуги (рис. 7, *A*). Источником материала для осадков орогенной области сноса являлись поднятые террейны складчатых и разбитых разломами слоистых толщ, поставивших особенно обильный рециклированный детрит осадочного и метаосадочного происхождения [Dickinson, Suczek, 1979]. На диаграмме Q_m —F— L_t (см. рис. 7, *B*), на которой обломки поликристаллического кварца подсчитаны как часть всех обломков пород, песчаники свиты Фатха попадают в поле, соответствующее обстановкам рециклированных орогенов, а песчаники Инджана группируются в поле, для которого областью сноса являлись магматические дуги [Dickinson, Suczek, 1979].

Обломочный материал, поступавший из дуговых орогенов, представлен спектром типов песка, включающего богатый обломками пород вулканокластический и кварц-полевошпатовый детрит, преимущественно интрузивного происхождения [Dickinson, Suczek, 1979]. Это отвечает результатам исследования, представленным в табл. 1, а также анализам типов кварца, особенно для песчаников свиты Инджана.

Влияние климатического фактора на состав песчаниковых ассоциаций обнаруживается опосредованно, через воздействие на педогенные процессы, которые приводят, в свою очередь, к деструкции материнских пород [Suttner, Dutta, 1986]. В целях определения палеоклиматических условий образования исследуемых образцов песчаника строилась дискриминантная диаграмма в двойном логарифмическом масштабе, на которой показаны отношения всего кварца (Q) ко всему полевошпату (F) плюс обломки

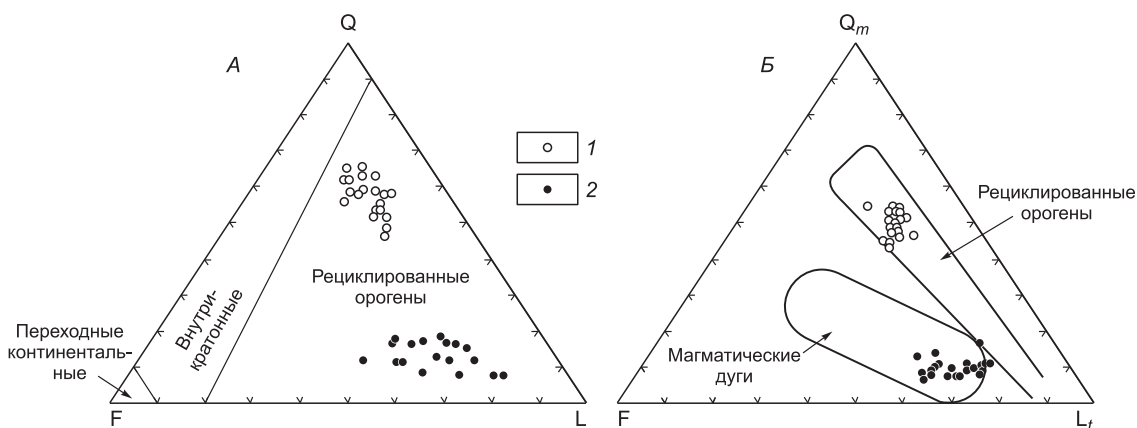


Рис. 7. Модальный анализ песчаников из свит Инджана и Фатха, Северный Ирак.

A — диаграмма породообразующих компонентов песчаников QFL (Q — кварц моно- и поликристаллический, F — полевого шпат, L — обломки пород), дискриминационные поля, описывающие тектонические режимы, по определению [Ingersoll, Suczek, 1979]; *Б* — треугольная диаграмма Q_m —F— L_t (Q_m — кварц монокристаллический, F — полевого шпат, L_t — все обломки пород, включая поликристаллический кварц Q_p), по [Dickinson, Suczek, 1979] с указанием местоположения изученных образцов.

пород (L) против отношения поликристаллического кварца (Q_p) ко всему полевоому шпату плюс обломки пород, по [Suttner, Dutta, 1986]. Диаграмма использовалась как чувствительный дискриминатор песчаников с различным климатическим следом (рис. 8). Как видно на графике, песчаники свиты Инджана группируются в аридном и семиаридном полях диаграммы, а образцы свиты Фатха — в семигумидном поле. Аридные условия могли способствовать доминированию и сохранению в исследуемых песчаниках неустойчивых лититовых обломков и полевых шпатов.

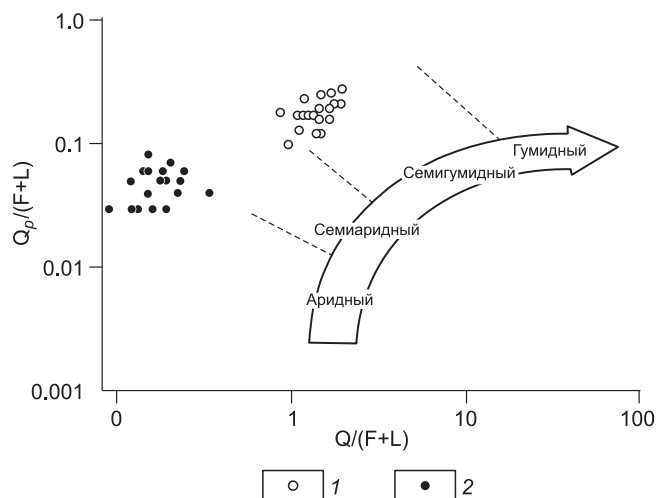
ГЕОХИМИЯ ПЕСЧАНИКОВ

Содержание SiO_2 составляет 29—43 мас.% (в среднем 34 мас.%) почти во всех образцах песчаников (табл. 2) свиты Фатха и 37—48 мас.% (в среднем 41 мас.%) в образцах свиты Инджана. Как правило, для песчаников Фатха K_2O/Na_2O составляет 1.5—5.5 и 0.5—1.5 для песчаников Инджана. Значения $Fe_2O_3^+$ ($Fe_{общ}$ в виде $Fe_2O_3 + MgO$) варьируют в пределах 7—15 мас.% для формации Фатха и 2—10 мас.% для Инджана, что является низкими и умеренными величинами. Варьирует диапазон значений крупноионных литофильных элементов (LIL), таких как Rb, Sr и K. Количества переходных элементов (Ni, Cr и V) также варьируют. Концентрации Cr в песчаниках Инджана в целом высокие, что объясняется высоким содержанием хромшпинели и (или) непрозрачного минерала хромита в тяжелой фракции миоценовой кластики Северного Ирака [Al-Juboury et al., 2008]. Повышенное содержание ванадия в песчаниках Фатха может быть связано с адсорбцией этого элемента на оксидах и гидроксидах железа и (или) глинистых минералах [Goldschmidt, 1958], эти минералогические компоненты, как правило, присутствуют в красноцветных песчаниках свиты Фатха. По химической классификации изученные песчаники фактически относятся к типу железистых лититовых и кварцаркозовых песчаников.

На диаграммах, построенных по главным оксидам, песчаники группируются в ряде полей (рис. 9). Так, на диаграммах в координатах TiO_2 —($Fe_2O_3 + MgO$); Al_2O_3/SiO_2 —($Fe_2O_3 + MgO$); K_2O/Na_2O —($Fe_2O_3 + MgO$) и $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$ —($Fe_2O_3 + MgO$) много фигуративных точек песчаников свит Фатха и Инджана образуют клас-

Рис. 8. Бивариантный график в двойном логарифмическом масштабе для песчаников свит Фатха и Инджана.

Палеоклиматический фактор, независимый от состава пород, показан стрелкой, по [Suttner, Dutta, 1986]. Песчаники: 1 — Фатха, 2 — Инджана.



тер около полей активной континентальной окраины (АСМ) и континентальной островной дуги (СИА) и в меньшей степени — в поле пассивной континентальной окраины (РМ). Осадки активной континентальной окраины и континентальной островной дуги являются умеренно-кварцевыми и поступили из тектонически-активных окраин, таких как поднятые блоки, ассоциирующиеся со сдвигами, отложениями в бассейнах типа «pull-apart» [Bhatia, 1983]. Имеется близкое сходство с миоценовым бассейном Северного Ирака. Этот краевой форландовый бассейн сформировался в тектонически нестабильном районе в результате континентальной коллизии Аравийской пассивной окраины и активных окраин Иранской и Турецкой плит. В бассейне отложились лититовые песчаники, обогащенные обломками пород разного происхождения, но преимущественно осадочными.

На петрохимической диаграмме, построенной в координатах TiO_2-Ni , величины для песчаников свит Фатха и Инджана соответствуют характеристикам источников, представленных главным образом магматическими комплексами преимущественно основного состава (рис. 10).

Химический состав песчаников, выраженный в виде функции процентного содержания SiO_2 к суммарному содержанию Al_2O_3 , K_2O и Na_2O (рис. 11), используется для того, чтобы выделить палеоклиматический параметр и дать представление о химической зрелости исследованных песчаников. Большинство из них попадают в поле аридных обстановок и низкой зрелости. Незрелость песчаников подтверждена также преобладанием в шлифах угловатых и полуугловатых зерен и обычным присутствием лититовых компонентов, преимущественно обломков карбонатов и кремней.

По мнению некоторых исследователей [Garver et al., 1996], повышенное содержание Cr и Ni ($Cr > 150$ и $Ni > 100$ г/т) и низкие Cr/Ni (от 1.3 до 1.5) указывают на то, что материнскими породами для глинистых сланцев являлись ультраосновные породы, хотя песчаники из этой же области имеют значительно более высокие значения Cr/Ni (>3).

Содержание хрома и никеля в исследованных миоценовых песчаниках свиты Фатха в среднем составляет 300 и 152 г/т соответственно, для свиты Инджана эти величины равны 3415 и 145 г/т. Для песчаников свиты Фатха Cr/Ni варьирует в пределах 0.7—5 и 4.3—43.6 для песчаников Инджана. Более высокие концентрации хрома в песчаниках свиты Инджана могут быть обусловлены присутствием хромшпиннели [Al-Juboury et al., 2008].

Таблица 2. Репрезентативные данные рентгенофлуоресцентного анализа образцов песчаника из свит Фатха и Инджана, Северный Ирак

Компонент	Инджана						Фатха							
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2 , мас.%	48.37	43.15	40.97	37.19	40.76	38.56	29.12	30.51	37.56	32.15	35.10	32.99	42.51	35.53
TiO_2	0.54	0.39	0.26	1.04	1.01	0.98	0.32	0.32	0.47	0.35	0.39	0.37	0.69	0.58
Al_2O_3	8.28	6.95	4.95	7.70	8.38	7.03	6.45	5.46	7.75	6.34	6.58	7.51	10.06	8.35
Fe_2O_3	3.49	2.62	1.29	5.57	5.35	4.89	2.53	2.61	3.49	3.51	3.44	3.39	8.23	5.23
MnO	0.10	0.13	0.04	0.15	0.13	0.11	0.10	0.08	0.07	0.08	0.07	0.06	0.15	0.10
MgO	3.61	2.76	0.66	4.38	4.61	5.32	12.48	9.63	3.76	4.52	3.73	3.97	6.04	3.65
CaO	16.72	21.78	27.24	21.89	19.66	22.71	17.14	20.63	16.36	23.42	18.01	22.24	14.80	23.24
Na_2O	1.66	1.37	0.49	1.42	1.50	1.22	0.60	0.59	0.77	0.90	1	0.29	0.38	0.75
K_2O	1.51	1.53	1.51	0.78	0.83	0.98	1.49	1.40	1.63	1.37	1.46	1.16	2.22	1.37
P_2O_5	0.07	0.06	0.02	0.07	0.09	0.06	0.07	0.08	0.07	0.06	0.07	0.08	0.10	0.10
П.п.п.	14.81	18.71	21.64	17.94	16.27	18.19	29.06	27.60	27.11	28.21	28.65	27.33	14.11	20.08
Сумма	99.33	99.60	99.20	99.08	99.23	99.05	99.13	98.91	98.99	98.91	98.50	99.39	99.29	98.98
Ba, г/т	309	604	231	499	321	333	204	239	331	757	283	123	208	230
Cr	790	565	1098	7948	5192	4897	231	278	454	334	392	202	330	177
Ni	183	114	30	182	188	175	101	71	133	110	80	159	458	106
Rb	44	43	44	18	23	20	41	43	44	38	39	21	56	35
Sr	308	272	163	372	376	352	90	121	241	214	180	529	236	384
V	75	48	35	159	159	156	457	524	571	529	498	486	621	654
Y	21	20	14	23	27	22	15	14	15	16	15	13	19	18
Zn	37	27	15	80	69	77	35	34	39	32	31	40	19	18
Zr	170	124	102	246	219	223	75	89	91	83	89	53	96	110
Cr/Ni	4.3	4.9	36.6	43.6	27.6	27.9	2.3	3.9	3.4	3.0	4.9	1.3	0.7	1.6

Примечание. Общее Fe — в виде Fe_2O_3 . 1—6 и 1—8 — номера образцов (см. рис. 4).

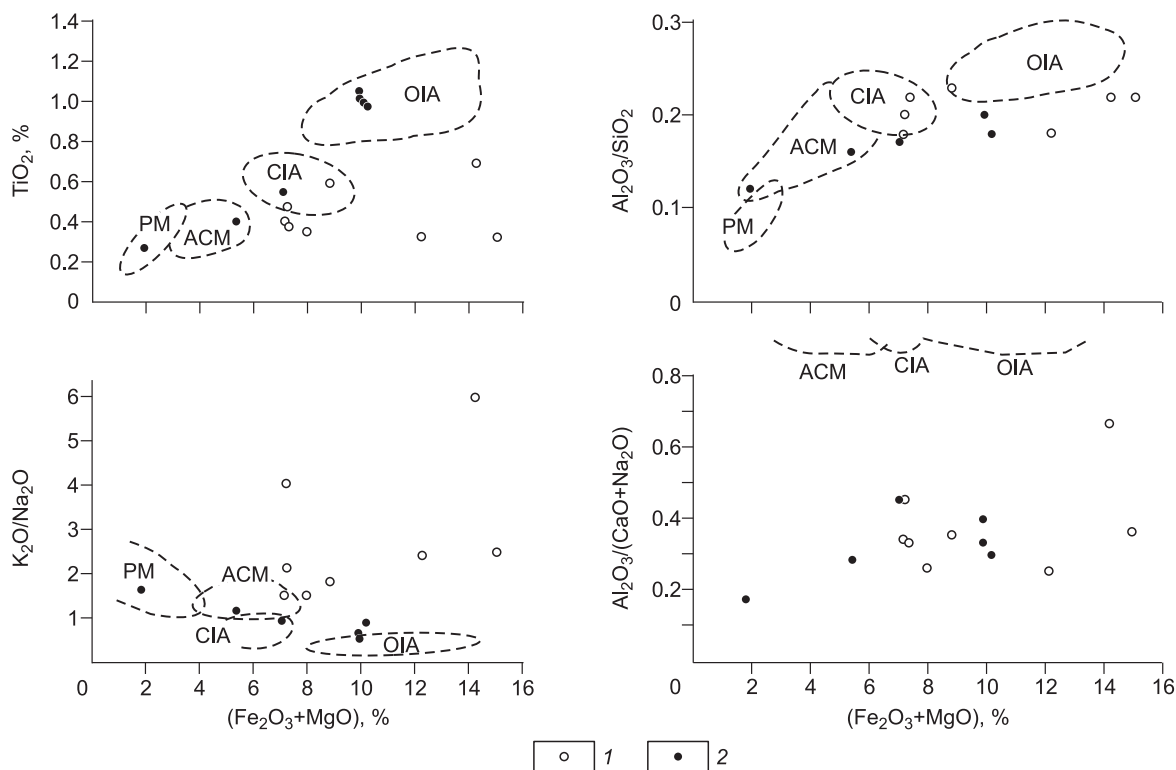


Рис. 9. Бивариантные дискриминантные графики, на которых показан тектонический режим для образцов песчаника миоценового бассейна, Северный Ирак, по [Bhatia, 1983].

Песчаники из свиты: 1 — Фатха, 2 — Инджана. Окраины: PM — пассивные, ACM — активные континентальные; CIA — островные дуги; OIA — океанические островные дуги.

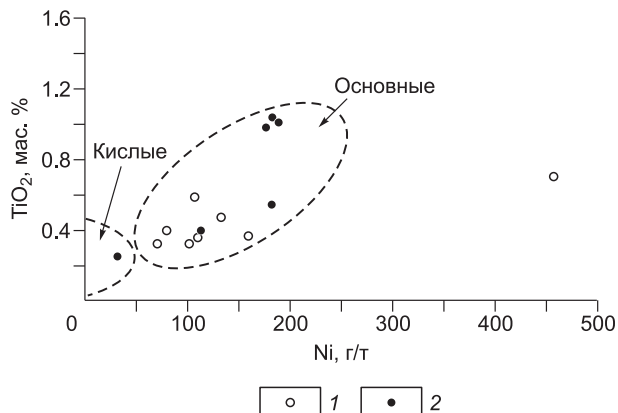
Повышенные концентрации хрома и никеля явно указывают на достаточное количество основных и ультраосновных пород в области сноса, так, например, в офиолитовых ультраосновных комплексах Cr/Ni может достигать 10 и более [Jaques et al., 1983]. Поэтому повышенные значения Cr/Ni (см. табл. 2) указывают на то, что материнскими породами для рассматриваемых песчаников являлись офиолитовые ультраосновные образования.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Микронзондовый анализ детритных минеральных фаз служит инструментом: 1 — для подтверждения результатов определения минералов оптической микроскопией; 2 — для определения видов минералов и минеральных агрегатов, недоступных методам оптической микроскопии; 3 — для получения данных по вариациям химического состава определенных минеральных фаз [Morton, 1991]. Последнее представляет наибольший интерес, поскольку изменчивость состава минеральных фаз является дискриминационным параметром как для определения различных материнских пород, так и для получения более точной информации по петрологии материнских пород [Von Eynatten, Gaupp, 1999]. Основными минеральными фазами изученных образцов песчаников являются эпидот, амфибол, пироксен, гранат, рутил и хромшпинель. Химический состав этих детритовых минералов имеет особое значение, поскольку их содержание в ассоциациях тяжелых минералов района исследования весьма существенно.

Рис. 10. Диаграмма TiO_2 —Ni для образцов песчаника из свит Фатха (1) и Инджана (2).

Поля фигуративных точек кислых и основных пород показаны по [Floyd et al., 1989].



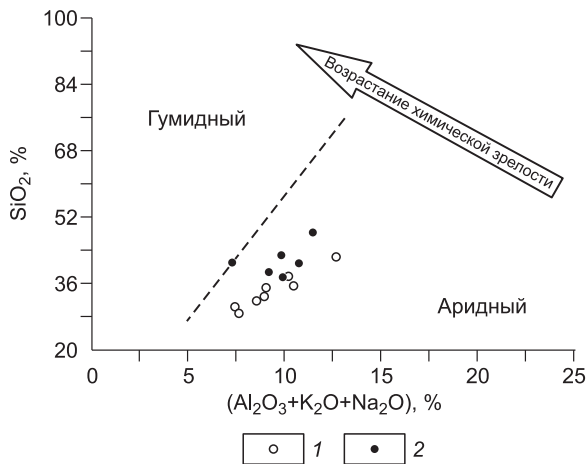


Рис. 11. Химическая зрелость изученных образцов песчаника на бивариантной дискриминационной диаграмме в координатах SiO_2 — $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$.

Поля фигуративных точек, по [Suttner, Dutta, 1986].
Песчаники из свиты: 1 — Фатха, 2 — Инджана.

Детритовый гранат — типичный метаморфический минерал [Mange, Maurer, 1992], который характерен для пород различных фаций метаморфизма. Кроме того, он встречается в кислых породах, например, гранитах, пегматитах и вулканитах [Deer et al., 1992]. Благодаря своей устойчивости к абразии и химическому выветриванию гранат, обнаруживаемый в силикокластических породах, является прекрасным

индикатором при проведении анализа происхождения питающих областей [Morton, 1991].

В целом к особенностям химического состава детритовых гранатов, изученного в пробах миоценовой кластики Северного Ирака, относятся: обогащенность FeO (13—32 мас.%), умеренные содержания MgO (1—9 мас.%) и CaO (0—10 мас.%) (табл. 3). Средний состав зерен граната (см. табл. 3): альмандин (41—77 %) — пироп (5—30 %) — гроссуляр (0—27 %) — спессартин (1—9 %). Изученные гранаты (рис. 12) являются разновидностью пиропсодержащих, а не спессартинсодержащих альмандинов (альмандин + спессартин <85 %), следовательно, это нетиповые характеристики граната в изверженных гранитах и аплитах [Deer et al., 1992]. В обр. 3, 4 и 9 гранаты являются низкомагниевыми ($X_{\text{Mg}} < 5 \%$); в обр. 5—8 — высокомагниевыми кальциевыми ($X_{\text{Mg}} > 5 \%$), в обр. 1, 2 и 10 — высокомагниевыми низко-

Таблица 3. Химический состав детритового граната ($n = 10$)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂ , мас.%	38.69	38.18	37.42	36.66	38.62	38.09	38.87	39.37	36.88	28.44
Al ₂ O ₃	22.33	22.22	21.55	21.24	22.12	21.7	22.14	22.81	20.99	55
TiO ₂	0.01	0.05	0.04	0.05	0.08	0.16	0.1	0.04	0	0
Cr ₂ O ₃	0.09	0	0.03	0	0.03	0.04	0.02	0.01	0.02	0.06
FeO	26.53	26.72	32.24	32.21	23.99	22.81	22.5	20.29	28.84	13.09
MnO	0.68	0.55	2.81	3.33	0.49	1.25	0.54	0.4	3.9	0.1
MgO	8.04	8.04	2.41	2.68	6.18	6.03	7.13	9.26	1.22	2.12
CaO	4.52	4.26	4.28	4.4	9.62	10.2	10.08	9.47	8.93	0
Na ₂ O	0.04	0.06	0	0.02	0.04	0.03	0	0.01	0.05	0
K ₂ O	0	0.01	0	0.02	0	0	0	0	0.02	0
Сумма	100.93	100.09	100.78	100.61	101.17	100.31	101.38	101.66	100.85	98.81

Стехиометрические соотношения, рассчитанные на основе 12 O

Si	2.965	2.953	2.983	2.944	2.961	2.951	2.957	2.945	2.955	2.027
Al	2.017	2.026	2.024	2.010	1.998	1.981	1.985	2.011	1.982	4.620
Ti	0.001	0.003	0.002	0.003	0.005	0.009	0.006	0.002	0	0
Cr	0.005	0	0.002	0	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.003
Fe ²⁺	1.700	1.728	2.149	2.163	1.538	1.478	1.431	1.269	1.932	0.780
Mn	0.044	0.036	0.190	0.226	0.032	0.082	0.035	0.025	0.265	0.006
Mg	0.918	0.927	0.286	0.321	0.706	0.696	0.809	1.033	0.146	0.225
Ca	0.371	0.353	0.365	0.379	0.790	0.847	0.821	0.759	0.767	0
Na	0.006	0.009	0	0.003	0.006	0.005	0	0.001	0.008	0
K	0	0.001	0	0.002	0	0	0	0	0.002	0
X_{Mn}	0.025	0.020	0.081	0.194	0.019	0.052	0.023	0.019	0.125	0.007
Pyр	30.3	30.5	9.6	10.4	23.0	22.4	26.1	33.5	4.7	22.3
Sp	1.5	1.2	6.3	7.3	1.0	2.6	1.1	0.8	8.5	0.6
Gros	12.2	11.6	12.2	12.3	25.8	27.3	26.5	24.6	24.7	—
Alm	56.0	56.8	71.9	70.0	50.2	47.6	46.2	41.1	62.1	77.1

Примечание. $X_{\text{Mn}} = \text{Mn}/(\text{Mn} + \text{Fe}^{2+})$.

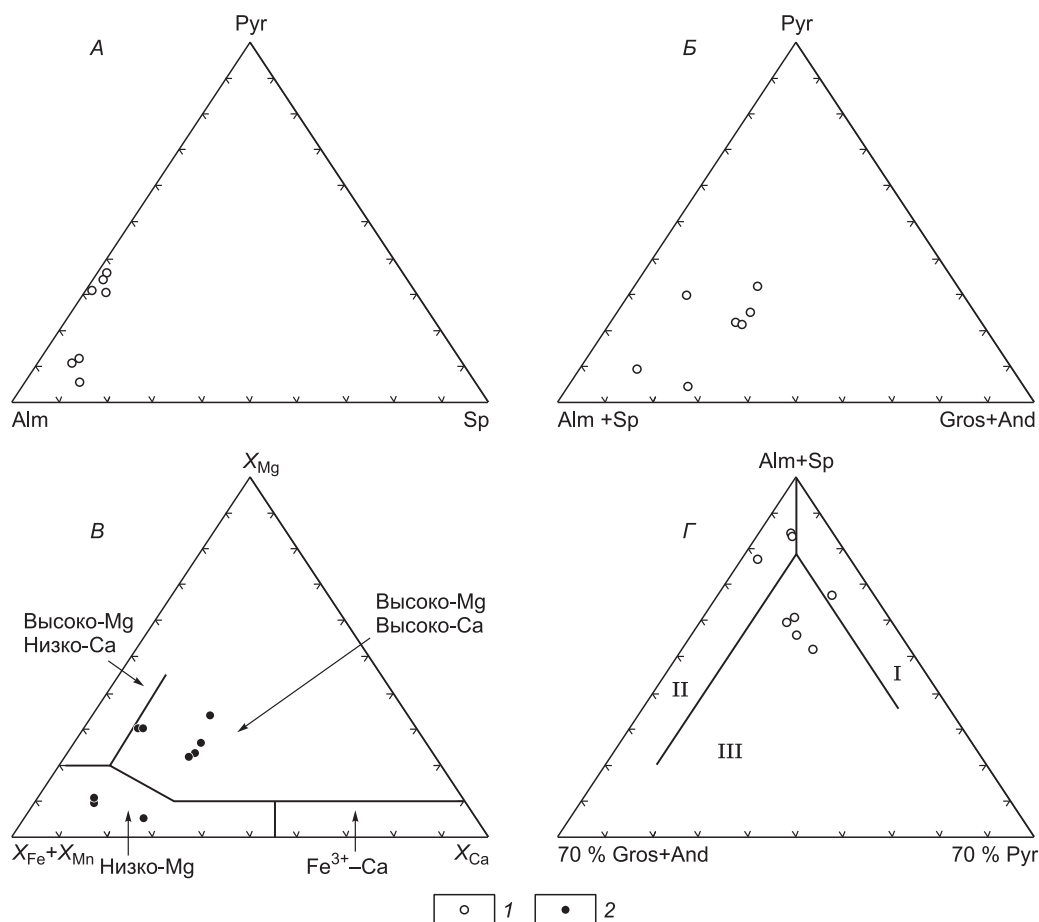


Рис. 12. Диаграммы состава детритового граната:

A — Pyr—Alm—Sp; *B* — Pyr—(Alm + Sp)—(Gro + And). Сокращения: Pyr — пироп, Alm — альмандин, Sp — спессартин, Gro — гроссуляр, And — андрадит; *B* — поля фигуративных точек, по [Morton et al., 2003]; *Г* — химический состав с классификацией по трем типам граната. I—III — типы гранатов, пояснения см. в тексте.

кальциевыми (также см. рис. 12, *B*, по классификации [Morton et al., 2003]). Все диаграммы в целом подтверждают выводы о том, что изученные гранаты из кластических пород миоцена Северного Ирака являются пиропсодержащими альмандинами, в большей части, вероятно, метаморфического происхождения, как отмечено выше.

Более детальные характеристики зерен граната были получены при использовании подхода, описанного в работе [Von Eynatten, Gaupp, 1999]. На основании метода этих исследователей было установлено, что обр. 1, 2 и 10 отнесены к I типу, обр. 3, 4 и 9 — ко II типу, а обр. 5—8 к III типу (см. рис. 12, *Г*). По определению, приведенному авторами работы [Von Eynatten, Gaupp, 1999], гранат I типа представляет собой твердый раствор альмандина и пироба с содержанием гроссуляра <10 %, II типа — твердый раствор альмандина и гроссуляра, где пироба <10 %, и III типа — твердый раствор с содержанием пироба и гроссуляра >10 %. Исходя из этих данных, вероятной областью сноса для трех типов гранатов служили, скорее всего, комплексы метаморфических, а не изверженных пород. Это следует подтвердить исследованием химизма гранатов из метаморфического разреза зоны шарьяжей Северного Ирака, которая является частью системы горного кряжа Загрос. Однако таких данных в настоящее время нет.

Детритовая роговая обманка. Амфиболы, изученные в миоценовых кластических осадках Северного Ирака, представлены собственно роговой обманкой с переменным содержанием FeO (4—21 мас.%), CaO (0.1—12 мас.%), повышенным — MgO (3—19 мас.%) и низким Na₂O (0.1—6 мас.%) (табл. 4).

На основании классификационных диаграмм из работы [Leake, 1978] мы выделили две разновидности амфиболов (рис. 13): первая — кальциевые (ферропаргасит и кремнистый ферроэдентит) и вторая — железисто-магнезиальные (магнезиальная и актинолитовая роговая обманка).

По мнению некоторых исследователей [Hurlbut, Klein, 1977], паргасит и эдентит являются обычными названиями для роговой обманки в силу большого разнообразия химического состава роговообман-

Таблица 4.

Химический состав детритовой роговой обманки ($n = 15$)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂ , мас.%	37.38	36.56	37.00	39.81	54.16	45.60	51.42	46.51	52.00	50.85	51.81	47.41	50.77	50.43	51.65
Al ₂ O ₃	18.34	18.04	17.76	20.34	19.35	16.52	7.58	12.93	5.48	8.66	7.94	13.44	9.08	6.24	5.49
TiO ₂	3.90	3.92	3.69	1.36	0.34	0.50	0.28	0.56	1.02	0.17	0.24	0.57	0.18	0.21	0.55
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0.02	0.02	0.05	0.04	0.03	0.05	0.06	0.07	0.09	0.07	0.07
FeO	20.21	20.84	20.84	16.58	9.80	11.20	8.87	10.09	11.91	4.41	6.66	9.97	8.71	9.70	10.84
MnO	0.13	0.07	0.12	0.07	0.07	0.04	0.21	0.36	0.34	0.11	0.16	0.25	0.10	0.13	0.05
MgO	9.66	9.65	9.31	9.82	2.86	11.07	16.28	12.81	14.92	19.45	17.06	13.07	16.28	16.66	15.73
CaO	0.16	0.41	0.18	0.11	1.51	11.60	12.12	10.53	12.24	12.29	11.77	10.52	12.44	12.45	11.55
Na ₂ O	0.04	0.10	0.04	0.06	5.84	1.47	1.55	3.07	1.11	2.09	1.29	3.06	1.91	0.93	1.17
K ₂ O	8.20	8.08	8.07	9.63	3.54	0.39	0.06	0.35	0.07	0.15	0.13	0.41	0.06	0.04	0.01
Сумма	98.02	97.67	97.01	97.78	97.49	98.41	98.42	97.25	99.12	98.23	97.12	98.77	99.62	96.86	97.11

Стехиометрические соотношения, рассчитанные на основе 23 O

Si	5.736	5.664	5.760	6.004	7.544	6.507	7.251	6.724	7.384	7.072	7.303	6.729	7.085	7.267	7.425
Al	3.316	3.294	3.259	3.615	3.177	2.778	1.260	2.203	0.917	1.419	1.319	2.248	1.493	1.060	0.930
Ti	0.450	0.457	0.432	0.154	0.036	0.054	0.030	0.061	0.109	0.018	0.025	0.061	0.019	0.023	0.059
Cr	0	0	0	0	0.002	0.002	0.006	0.005	0.003	0.005	0.007	0.008	0.010	0.008	0.008
Fe ²⁺	2.593	2.700	2.713	2.091	1.141	1.336	1.046	1.220	1.414	0.513	0.785	1.183	1.016	1.169	1.303
Mn	0.017	0.009	0.016	0.009	0.008	0.005	0.025	0.044	0.041	0.013	0.019	0.030	0.012	0.016	0.006
Mg	2.210	2.229	2.161	2.208	0.594	2.355	3.422	2.761	3.158	4.032	3.585	2.766	3.387	3.579	3.371
Ca	0.026	0.068	0.030	0.018	0.225	1.773	1.831	1.631	1.862	1.831	1.777	1.600	1.860	1.922	1.779
Na	0.652	0.581	0.629	0.901	2.272	0.190	0.130	0.351	0.112	0.097	0.179	0.376	0.119	0.260	0.118
K	1.605	1.597	1.603	1.853	0.629	0.071	0.011	0.065	0.013	0.027	0.023	0.074	0.011	0.007	0.002
X _{Mg}	0.46	0.45	0.44	0.51	0.34	0.64	0.77	0.69	0.69	0.89	0.82	0.70	0.77	0.75	0.72

Примечание. Здесь и в табл. 5: $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe^{2+})$.

ковых серий. Роговая обманка является важным составляющим компонентом как изверженных пород (диориты, граниты и сиениты), так и метаморфических (амфиболитовая фация).

Детритовый пироксен. Изученные нами детритовые пироксены классифицированы как типы клинопироксена: диопсид, авгит и Ti-авгит (рис. 14; табл. 5). По данным табл. 5 видим, что клинопироксены обогащены CaO (12—24 мас.%), MgO (13.5—21.5) и меньше FeO (3.4—9.2). Подсчет составляющих показал, что они в химической формуле имеют энстатит (En₃₉-En_{63.7}), волластонит (Wo_{26.4}-Wo_{49.7}) и ферросилит (Fs_{5.4}-Fs_{16.5}).

На диаграмме SiO₂—Al₂O₃ (рис. 15, А) клинопироксены находятся в полях как щелочной, так и нещелочной серии. Из этого следует, что их источником являлись базальтовые магмы различного состава: внутриплитные толеиты (WPT), базальты океанического дна (OFB) или базальты вулканических дуг (VAB). Также можно предполагать, что источником некоторых клинопироксенов, особенно щелочного состава, могла являться внутриплитная щелочная базальтовая магма (WPA) [Nisbet, Pearce, 1977; Krawin-

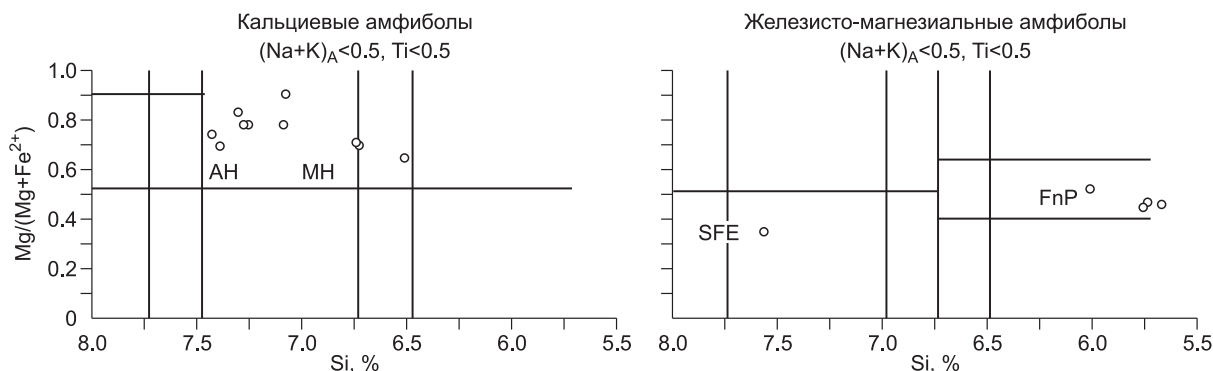


Рис. 13. Классификация изученных амфиболов, по [Leake, 1978].

Роговая обманка: AH — актинолитовая, MH — магниевая; SFE — кремниевый ферроэнстатит, FnP — ферропаргасит.

Таблица 5.

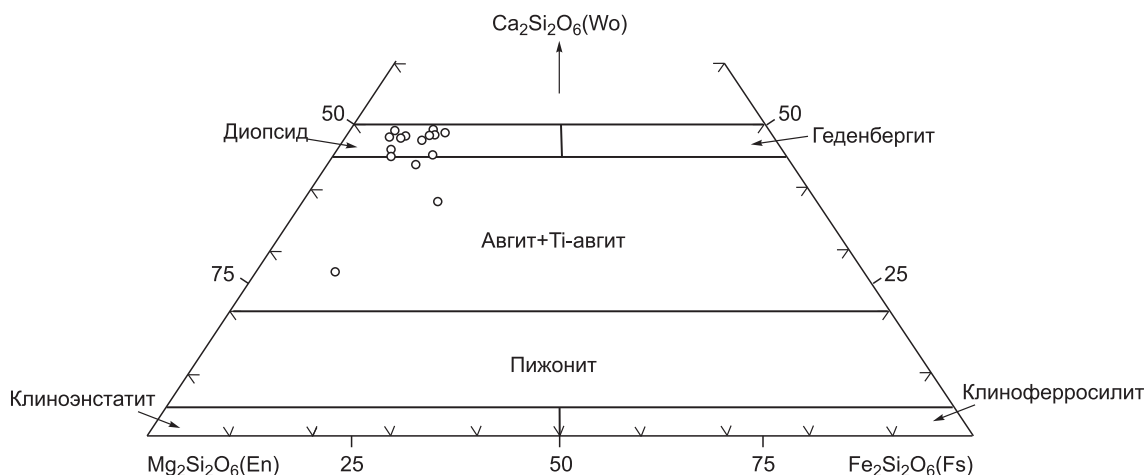
Химический состав детритового пироксена ($n = 15$)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂ , мас.%	52.96	57.02	52.76	53.07	51.28	51.1	53.94	49.85	50.02	46.98	52.78	48.99	51.64	54.26	48.38
Al ₂ O ₃	2.45	1.54	2.41	1.94	3.38	3.71	2.49	5.41	5.28	9.02	3.11	5.07	1.55	2.45	5.81
TiO ₂	0.34	0.18	0.31	0.37	0.69	0.71	0.18	0.99	1.77	2.36	0.72	2.64	0.14	0.14	1.07
Cr ₂ O ₃	0.31	0.2	0.26	0.48	0.43	0.4	0.03	0.06	0.54	0.65	0.59	0.03	0.05	0.38	0.28
FeO	4.15	5.92	4.34	4.45	6.88	7.45	3.39	7.47	5.88	9.18	6.3	6.58	4.57	3.36	6.1
MnO	0.19	0.09	0.17	0.03	0.25	0.22	0.04	0.09	0	0.01	0.23	0.07	0.05	0.11	0.01
MgO	16.59	21.52	16.72	15.97	16.22	14.86	16.42	13.46	14.51	14.3	14.33	13.98	15.49	15.74	13.8
CaO	22.46	12.42	22.25	23.82	21.92	21.95	23.71	23.43	22.81	16.49	23.45	23.36	23.56	24.0	23.7
Na ₂ O	0.25	0.06	0.25	0.25	0.33	0.43	0.2	0.04	0.54	1.87	0.17	0.35	0.18	0.97	0.51
K ₂ O	0	0.08	0	0.02	0.03	0.01	0.01	0.05	0.02	0.31	0.01	0.01	0	0.21	0.01
Сумма	99.7	99.03	99.47	100.4	101.4	100.8	100.4	100.85	101.4	101.2	101.7	101.1	97.23	101.6	99.67

Стехиометрические соотношения, рассчитанные на основе 6 O

Si	1.940	2.039	1.938	1.941	1.876	1.883	1.955	1.842	1.828	1.730	1.920	1.806	1.953	1.953	1.808
Al	0.106	0.065	0.104	0.084	0.146	0.161	0.106	0.236	0.227	0.392	0.133	0.220	0.069	0.104	0.256
Ti	0.009	0.005	0.009	0.010	0.019	0.020	0.005	0.028	0.049	0.065	0.020	0.073	0.004	0.004	0.030
Cr	0.009	0.006	0.008	0.014	0.012	0.012	0.001	0.002	0.016	0.019	0.017	0.001	0.001	0.011	0.008
Fe ²⁺	0.127	0.177	0.133	0.136	0.210	0.230	0.102	0.231	0.180	0.282	0.191	0.203	0.145	0.101	0.290
Mn	0.006	0.003	0.005	0.001	0.008	0.007	0.001	0.003	0	0	0.007	0.002	0.002	0.003	0
Mg	0.906	1.147	0.916	0.871	0.884	0.816	0.887	0.741	0.790	0.785	0.777	0.768	0.873	0.845	0.769
Ca	0.881	0.476	0.876	0.933	0.859	0.867	0.921	0.927	0.893	0.651	0.914	0.923	0.955	0.926	0.949
Na	0.018	0.004	0.018	0.018	0.023	0.031	0.014	0.003	0.038	0.134	0.012	0.025	0.013	0.068	0.037
K	0	0.003	0	0.001	0.001	0	0	0.002	0.001	0.015	0	0	0	0.010	0
X _{Mg}	0.88	0.87	0.87	0.86	0.81	0.78	0.90	0.76	0.81	0.74	0.80	0.79	0.86	0.89	0.80
MgO/FeO	4.00	3.64	3.85	3.59	2.36	1.99	4.84	1.80	2.47	1.56	2.27	2.12	3.39	4.68	2.26
Fs, %	6.6	9.8	6.9	7.0	10.8	12.0	5.4	12.1	9.6	16.5	10.2	10.7	7.3	5.4	10.0
En	47.3	63.7	47.6	44.9	45.3	42.7	46.4	39.0	42.4	45.7	41.3	40.6	44.3	45.1	40.3
Wo	46.0	26.4	45.5	48.1	44.0	45.3	48.2	48.8	47.9	37.9	48.5	48.7	48.4	49.5	49.7

ket et al., 1999]. Аналогичную интерпретацию можно получить по соотношениям MgO/FeO—TiO₂ (см. рис. 15, Б) и из дискриминационной диаграммы SiO₂—TiO₂ (см. рис. 15, В), где показаны высокие значения SiO₂ и соотношения MgO/FeO при низком содержании TiO₂; или низкое значение SiO₂ и MgO/FeO при высоком содержании TiO₂ (т.е. высокие коэффициенты обратной корреляции -0.80 и -0.71 соответственно). Повышенное содержание TiO₂ в некоторых детритовых клинопироксенах (1.77—2.64 мас.%,

Рис. 14. Диаграмма в координатах Ca₂Si₂O₆—Mg₂Si₂O₆—Fe₂Si₂O₆ для изученных клинопироксенов.

Поля фигуративных точек, по [Morimoto, 1988].

Wo — волластонит, En — энстатит, Fs — ферросилит.

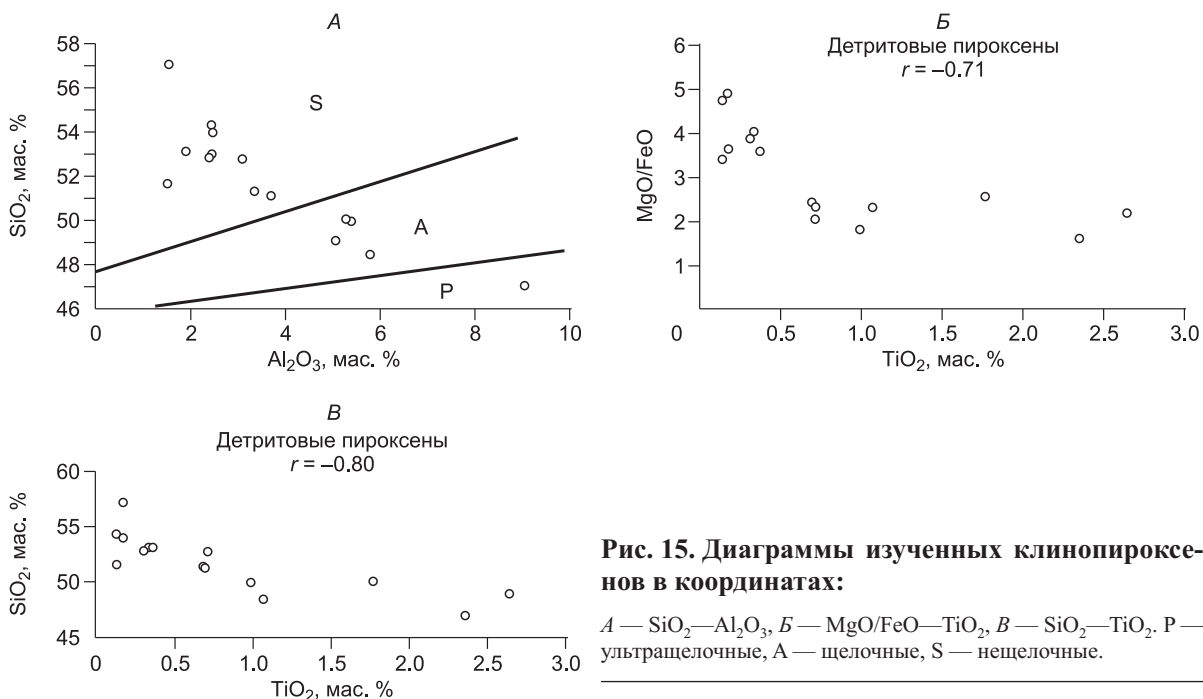


Рис. 15. Диаграммы изученных клинопироксенов в координатах:

A — SiO₂—Al₂O₃, B — MgO/FeO—TiO₂, B — SiO₂—TiO₂. P — ультращелочные, A — щелочные, S — нещелочные.

см. табл. 5) является индикатором щелочных базальтов океанических или континентальных внутрипли-
тных вулканических обстановок [Krawinkel et al., 1999].

По химическому составу (Ca₅₀₋₄₅Mg₄₇₋₃₉Fe₅₋₁₇, см. табл. 5) клинопироксены миоценовых обломоч-
ных отложений почти аналогичны клинопироксенам расслоенного габброидного плутона Булфат (палео-
ген), Северо-Восточный Ирак. Химический состав последних (Ca₄₉₋₄₄Mg₄₁₋₃₇Fe₁₀₋₁₉) был определен М. Га-
залем [Ghazal, 1980]. Как было отмечено некоторыми исследователями [Al-Hassan, Hubbard, 1985],
пироксены офиолитов Пенджвин (Северо-Восточный Ирак) слагают пироксениты и габбро. Эти породы,
по мнению вышеназванных исследователей, образовались в результате частичного расплава истощенной

Таблица 6. Химический состав детритового эпидота (n = 4) и детритового рутила (n = 5)

Компонент	1	2	3	4	Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂ , мас. %	34.97	35.78	35.98	36	SiO ₂ , мас. %	0.04	0.07	0.03	0.03	0.69
Al ₂ O ₃	18.77	19.12	19.29	19.47	Al ₂ O ₃	0	0	0.01	0.03	0.16
TiO ₂	0.63	0.02	0.27	0.01	TiO ₂	97.86	92.89	97.06	98.31	88.59
Cr ₂ O ₃	0	0	0.01	0	Cr ₂ O ₃	0.25	0.24	0.17	0.04	0
FeO	2.92	3.03	3.26	2.85	FeO	0.33	0.16	0.3	0.2	0.28
MnO	0	0.07	0.02	0	MnO	0	0	0.02	0.06	0.01
MgO	1.08	1.55	1.12	1.05	MgO	0	0.01	0.02	0.02	0.03
CaO	34.24	34.34	34.87	34.81	CaO	0.01	0	0	0	0.05
Na ₂ O	0.07	0.06	0.06	0.02	Na ₂ O	0	0.02	0.01	0.02	0.03
K ₂ O	0	0.01	0	0	K ₂ O	0	0	0	0.01	0.02
Сумма	92.68	93.98	94.88	94.21	Сумма	98.49	93.39	97.62	98.72	89.86
Стехиометрические соотношения, рассчитанные на основе 13 O					Стехиометрические соотношения, рассчитанные на основе 2 O					
Si	3.138	3.161	3.164	3.169	Si	0.001	0.001	0.000	0.000	0.010
Al	1.985	1.991	1.993	2.02	Al	0.000	0.000	0	0	0.003
Ti	0.043	0.001	0.018	0.001	Ti	0.996	0.996	0.996	0.997	0.985
Cr	0	0	0.001	0	Cr	0.003	0.003	0.002	0	0
Fe ²⁺	0.219	0.224	0.289	0.21	Fe	0.004	0.002	0.003	0.003	0.003
Mn	0	0.005	0.001	0	Mn	0	0	0	0.001	0
Mg	0.149	0.204	0.146	0.138	Mg	0	0	0	0	0.001
Ca	3.292	3.25	3.275	3.283	Ca	0	0	0	0	0.001
Na	0.012	0.01	0.01	0.003	Na	0	0.001	0	0.001	0.001
K	0	0.001	0	0	K	0	0	0	0	0

верхней мантии, что привело к развитию в офиолитовом комплексе Пенджвин габбро и остаточных дунитов.

Областью сноса вышеуказанных клинопироксенов были горные районы Тавр и Загрос на северной и северо-восточной границах Ирака с Турцией и Ираном.

Детритовый эпидот. По приведенному в табл. 6 химическому составу (CaO ~34 мас.%, Al₂O₃ ~19, FeO ~3), эпидот изученных образцов отвечает собственно эпидоту и клиноцоизиту эпидотовой группы [Hurlbut, Klein, 1977; Deer et al., 1992].

В работе, посвященной исследованиям детритового эпидота Северного Ирака, М. Газаль [Ghazal, 2005] пришел к выводу, что в изученных образцах эпидот представлен в основном собственно эпидотом (пистацитом) и в меньшей степени циюзитом и клиноцоизитом. По мнению автора, исследуемый эпидот явился продуктом дезинтеграции метаморфических пород, именно метаморфизованных изверженных пород. Эти породы (и метаморфические, и изверженные) находятся в хребтах Загрос (Иран) и Тавр (Турция) на северо-востоке и севере Ирака, или явились продуктом рециклинга более древних осадочных толщ Северного Ирака.

Детритовый рутил в исследованных образцах отличается повышенными значениями TiO₂ (88.59—98.31 мас.%) при разном содержании Cr₂O₃ (0—0.25 мас.%) (см. табл. 6). Присутствующие в рутиле TiO₂, Cr₂O₃ и FeO являются индикаторами специфических материнских пород, поскольку рутил широко распространен в изверженных и метаморфических исходных породах [Rumble, 1976]. Высокое содержание TiO₂ в нем указывает на изверженные материнские породы [Ghent, 1975], а повышенные значения Cr₂O₃ могут являться индикатором основных и ультраосновных изверженных пород. Высокотитанистый рутил также может содержаться в слабометаморфизованных породах, но с возрастанием степени метаморфизма титансодержащие силикаты (например, сфен, биотит и роговая обманка) теряют устойчивость, что приводит к образованию оксидов, в том числе рутила [Force, 1980].

Рутил встречается в качестве акцессорного минерала в изверженных породах кислого состава (граниты, пегматиты) или в метаморфических (гнейсы, слюдястые сланцы, метаморфизованные известняки и доломиты). Также может он встречаться в кварцевых жилах [Hurlbut, Klein, 1977]. Эти породы широко распространены в зоне надвигов Турции и Ирака и могли служить источником рутила [Buday, Jassim, 1987; Güre, 1994].

Таблица 7. Репрезентативный состав детритовой хромшпинели (n = 5)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂ мас. %	0.03	0.01	0.02	0.03	0.01
Al ₂ O ₃	18.50	18.93	19.97	18.54	20.14
TiO ₂	0.03	0.05	0.05	0.03	0.08
Cr ₂ O ₃	52.48	51.75	53.64	52.43	49.35
FeO	14.77	14.96	11.00	14.76	18.19
MnO	0.25	0.27	0.17	0.22	0.26
MgO	12.96	13.17	11.20	13.05	11.29
CaO	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01
Na ₂ O	0.06	0.01	0.04	0.02	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.07	99.19	96.11	99.08	99.35

Стехиометрические соотношения, рассчитанные на основе 4 О

Al	0.74	0.76	0.80	0.75	0.81
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002
Cr	1.42	1.40	1.45	1.42	1.28
Fe ³⁺	0.10	0.10	0.07	0.10	0.12
Fe ²⁺	0.25	0.25	0.19	0.25	0.31
Mg	0.66	0.67	0.57	0.67	0.57
Cr#	0.66	0.65	0.64	0.65	0.61
Mg#	0.73	0.73	0.75	0.73	0.65
Cr ³⁺	0.63	0.62	0.63	0.63	0.55
Al ³⁺	0.33	0.34	0.34	0.33	0.37
Fe ³⁺	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05

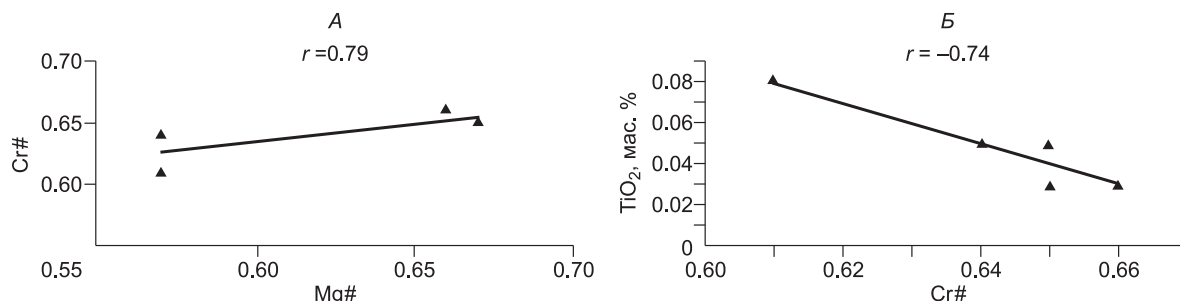


Рис. 16. Диаграммы изученных хромшпинелей из миоценовых песчаников Северного Ирака в координатах:

А — Cr# = Cr/(Cr + Al), Mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺); Б — TiO₂—Cr#.

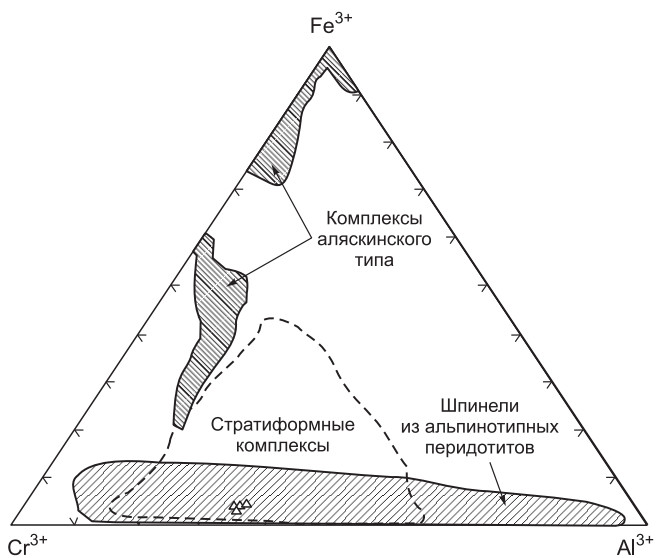


Рис. 17. Дискриминантная треугольная диаграмма.

Построена для трехвалентных катионов в хромшпинели с полями, относящимися к разным типам ультраосновных материнских пород, по [Cookenboo et al., 1997].

Детритовая хромшпинель. Соотношения катионов (Mg , Fe^{2+} , Cr , Al и Fe^{3+}) были пересчитаны на основе стехиометрии шпинели. Детритовую хромшпинель характеризуют высокие содержания Cr и относительно низкие и переменные TiO_2 (0.03—0.08). Все образцы хромшпинели имеют примерно одинаковую хромистость ($Cr\# = Cr/(Cr + Al)$ атомное соотношение) со средним значением 0.64 (табл. 7). Магнезиальность ($Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$ атомное соотношение) варьирует от 0.65 до 0.75, демонстрируя прямую корреляционную зависимость ($r = +0.79$)

с хромистостью (рис. 16, А). Содержание Fe^{3+} равномерно низкое, величина $Fe^{3+\#}$ или $Fe^{3+}/(Cr + Al + Fe^{3+})$ в основном ниже 0.05, со средним значением около 0.04 (см. табл. 7). Обратная корреляционная зависимость ($r = -0.74$) существует также между хромистостью и TiO_2 (см. рис. 16, Б). В целом изученные хромшпинели обогащены Al и имеют в миоцене повышенное содержание Cr (см. табл. 7).

Аллювиальные отложения миоцена Северного Ирака содержат зерна детритовой хромшпинели среди акцессорных минералов тяжелой фракции. Кроме того, хромшпинель обнаружена на севере Ирака в более древних аллювиальных, дельтовых и турбидитовых отложениях песчаников позднекрейдовского и мелового возрастов. Результаты свидетельствуют о том, что все изученные образцы хромшпинели имеют близкие вариации $Cr/(Cr + Al)$, а достаточно низкие значения Fe и TiO_2 позволяют предположить, что источниками обломочного материала для вмещающих песчаников являлись толщи ультраосновного состава. Все полученные данные подтверждают выводы о происхождении этих песчаников за счет офиолит-радиоляритового пояса хребтов Тавр и Загрос, а также поднятых меловых отложений на севере и северо-востоке Ирака. Данные по минералогии и петрохимии свидетельствуют о том, что материнскими породами для изученных образцов хромшпинели являлись альпинотипные перидотиты. Повышенное содержание Al_2O_3 и низкие значения Fe сопоставимы с результатами, полученными авторами работы [Cocherie et al., 1989], и характерны для вкрапленников шпинели в гарцбургитах. Предполагается, что гарцбургиты с подчиненными дунитами и пироксенитами являлись основными исходными интрузивными фациями ультраосновных пород офиолитовых комплексов Ирака [Al-Jawadi, 1980]. По данным вышеуказанного автора, серпентинизированные перидотиты в ассоциации с хромитами Северного Ирака по своей структуре, минералогическому и химическому составу близки альпинотипным перидотитам и обычно обогащены Al и более сходны с линзовидными альпинотипными перидотитами, чем со стратиформными. В альпинотипных перидотитах содержание Cr^{3+} увеличивается с ростом Fe^{3+} , при этом концентрации Fe^{3+} остаются в общем достаточно низкими [Lee, 1999]. Приведенные результаты подтверждают вывод о том, что материнскими породами для хромшпинели являлись альпинотипные перидотиты (рис. 17).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Песчаники средне- и позднемиоценового возраста свит Фатха и Инджана Северного Ирака являются литовыми аренитами, обогащенными карбонатами источниками сноса для которых служили главным образом рециклированные дуги (см. рис. 7, А). Последние представлены выходами гранитов и гнейсов, которые дополняются переотложением сопутствующих отложений [Dickinson, 1985]. В пределах рециклированных орогенов основными источниками материала являлись осадочные толщи, в качестве второстепенных источников — вулканические породы, частично метаморфизованные и подвергшиеся размыву в результате подъема складчатых поясов и надвиговых пластин [Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson, 1985]. Как видно на дискриминационной петрографической диаграмме Q_m-F-L_i (см. рис. 7, Б), фигуративные точки составов песчаников Фатха группируются в поле рециклированных орогенов, а песчаников Инджана — в поле магматических дуг.

Изученные образцы песчаников состоят в основном из угловатых, полуугловатых и полуокатанных зерен кварца, полевого шпата, обломков карбонатных пород, а также других обломков, которые содержат

кремниевые изверженные, метаморфические и глинистые породы. Источниками материала для обломков карбонатных пород являлись радиоляритовая серия Кулкула (юра—мел) и более древние третичные и мезозойские формации, для обломков кремниевых пород — серия Кулкула, для обломков изверженных и метаморфических пород — серия Кандил и, возможно, ее аналоги в расположенной к востоку горной цепи Санандаж-Сирджан (Иран).

Петрографические данные на основе стандартных треугольных диаграмм подтверждают существование рециклированного орогена (террейна), а также то, что петрография осадков в бассейне контролировалась в основном источниками материала в области сноса. Это офиолитордиоляритовый пояс Тавр—Загрос и поднятые меловые и палеоценовые отложения Северного и Северо-Восточного Ирака. На основе реконструкции палеотечений [Al-Banna, 1982] предполагаем, что кластогенный материал свиты Инджана поступал с севера и северо-востока. Петрографическая информация позволяет диагностировать комплекс других факторов, контролирующих обстановки в областях сноса, включая: рельеф и тектонический режим области сноса, климат, обстановки осадконакопления, скорость осадконакопления и процессы изменения источников материала. Все названные факторы могут дать объяснение повышенному содержанию кварца и других компонентов песчаников [Mack, 1978]. Например, обогащенность свежими зернами неустойчивых компонентов (полевошпат, обломки изверженных и метаморфических пород и неустойчивые тяжелые минералы) является индикатором интенсивных тектонических движений в питающих областях, которые вызвали быструю эрозию и перемещение материала, а также указывают на близость источников материала. Данные выводы подтверждаются также тем, что доля угловатых зерен по сравнению с окатанными больше. Основная часть песчаников являются лититовыми аренитами, а этот тип песчаников образуется там, где скорость размыва была выше скоростей химического выветривания [Folk, 1974]. При этом скорость осадконакопления должна оставаться высокой, чтобы предотвратить абразию неустойчивых фрагментов пород. Это предполагает быстрый вброс обломочного материала вследствие активного тектонического режима и высокого рельефа. Кроме того, в пользу существования вышеназванных условий свидетельствует обогащенность изученных песчаников карбонатами. По мнению некоторых исследователей [Al-Rawi, 1979, 1982], песчаники с высоким содержанием карбонатов ассоциируются с тектонически-активными районами. Тектоническое поднятие явилось, вероятно, тем важным фактором, который обусловил быстрое развитие эрозии и, как результат, образование карбонатных песчаников. Климатические факторы (аридность, а также температура) играют меньшую роль. Также установлено, что карбонатные арениты (кальклититы) (или вакки) свидетельствуют о преимущественно карбонатном источнике материала, близость к источнику и об осадконакоплении на ранних стадиях тектонического поднятия. Незначительная примесь окатанных зерен кварца, кремней и устойчивых тяжелых минералов указывает на слабое поступление переработанных терригенных осадков. Содержание обломков пород всех типов (но преимущественно кремней) напрямую коррелирует с размером зерен. Более грубозернистые песчаники больше обогащены обломками пород. Песчаники, обогащенные карбонатами, обильны в более древних свитах Северного Ирака. Они являются основным типом песчаников, слагающих свиты Танджеро (мел) [Al-Rawi, 1981], Колош (палеоцен) [Amin, Al-Juboury, 1989] и красноцветных отложений Геркус (эоцен) [Al-Rawi, 1980]. Аридные условия играют важную роль в уменьшении химической зрелости и в сохранности неустойчивых детритовых компонентов.

Петрографические исследования подтверждаются геохимическими анализами отложений, данные которых группируют преимущественно в классификационных полях, отвечающих песчаным комплексам активных континентальных окраин (АСМ) и островных дуг (СИА) и в меньшей степени — пассивных континентальных окраин (РМ) и свидетельствуют о том, что обогащение обломками пород типично для карбонатсодержащих лититовых аренитов изученных свит.

Некоторые исследователи [Numan, 1997] предложили коллизионную модель развития миоценового бассейна Северного Ирака, которая описывает коллизию как процесс поддвига Аравийской плиты под надвигающиеся Турецкую и Иранскую. Закрытие океана Неотетис в эоцене привело в итоге к столкновению пассивной окраины Аравийского кратона и активных континентальных окраин Турецкой и Иранской плит, что продолжалось на протяжении миоцена, плиоцена и вплоть до новейшего времени. Результатом коллизии стали складчатость в фундаменте, омоложение системы разломов и изостатическое всплывание. Палеогеографическая обстановка Северного Ирака претерпела серьезные изменения в результате этой коллизии и взаимосвязанного влияния на накопление и деформацию осадочного чехла.

Альпийская складчатость на территории Северного Ирака наследует историю субдукции океанической коры Неотетиса под микроконтиненты Турции и Ирана. Субдукция в этом регионе продолжалась в течение мела и большей части третичного периода. После полного поглощения океанической коры Неотетиса последовала в начале эоцена коллизия между пассивной окраиной Аравийской плиты и активными окраинами Иранской и Турецкой плит [Buday, Jassim, 1987; Al-Sharhan, Nairn, 1997].

Период существования локализованных эпиконтинентальных морей (т.е. остаточного бассейна Неотетиса) продолжался с позднего эоцена и на протяжении олигоцена и раннего миоцена. В среднем миоцене развиваются лагунные и озерные условия седиментации, в позднем — исчезают морские обста-

новки. Пароксизмальная фаза альпийской складчатости сопровождалась в плиоцене интенсивным изостатическим поднятием, что нашло отражение в накоплении моласс, представленных конгломератами мощностью до 2.5 км [Numan, 2001].

Коллизия континентальных плит привела к эволюции структуры, осадконакоплению в области нестабильного шельфа (складчатая зона, район исследования) и образованию краевого бассейна. Она создала также аккумуляционное пространство для быстрого накопления осадков в миоцене [Numan, 1997]. В среднем миоцене бассейн был полузакрытым и погружался с воздыманием горного хр. Загрос, что в итоге обусловило накопление карбонатных, эвапоритовых и кластогенных отложений свиты Фатха. В позднем миоцене прогрессивное воздымание горного массива Загрос сопровождалось одновременным погружением краевого прогиба, что привело к заполнению бассейна континентальными кластическими отложениями свиты Инджана.

С раннего миоцена в крайевых бассейнах преобладали обстановки мелких эпиконтинентальных морей и лагун. В среднем миоцене морские условия прогрессивно сокращались с образованием множества малых морей и лагун, изредка заполнявшихся морской водой нормальной солености. Накопление речных отложений свиты Инджана (верхний фарс) в форландовом бассейне Ирака в позднем миоцене знаменовало собой окончание морского режима седиментации в Северном Ираке. Постепенная смена режима седиментации (от морского к континентальному) является характерной чертой осадконакопления в форландовых бассейнах [Allen et al., 1986]. Эволюция их осадочного выполнения, в терминах обстановок осадконакопления, мощности осадочных последовательностей и их вертикальных трендов, существенно зависит от степени сжимающих тектонических движений [Munoz-Jimenez, Casas-Sainz, 1997]. По мере развития и заполнения форландового бассейна главный тренд заключается в обмелении и погружении осадков.

Как показано в настоящем исследовании, относительные пропорции детритных компонентов в миоценовых песчаниках Северного Ирака свидетельствуют о привносе материала из тектонически-активных районов. Важным фактором, обусловившим высокую скорость эрозионных процессов, которые привели к формированию обогащенных карбонатным материалом песчаников, являлось тектоническое поднятие территории. Образование надвигов, как результат коллизионной деятельности, привело до начала формирования миоценового бассейна к развитию в зоне тектонического покрова комплексов изверженных и метаморфических пород Северного Ирака (например, меловые серии Кулкула, Кандил, Шалар и Ката Раш; серии Наопурдан и Валаш палеоценового возраста) (см. рис. 4). Образование этих серий сопровождалось накоплением других свит, сложенных преимущественно кластическими отложениями (например, меловые свиты Шираниш и Танжеро; палеоцен-эоценовые отложения свит Колош и Геркус, см. рис. 4). Эти смешанные последовательности, представленные метаморфическими, изверженными и осадочными породами, играли важную роль в питании миоценового бассейна детритом разного минералогического состава.

Геохимический анализ тяжелых минералов показал, что их источниками были метаморфические и основные—ультраосновные породы, а также подтвердил, что исследуемые гранаты относятся к разновидности пиропсодержащих альмандинов, происходящих из метаморфических пород. Геохимический состав показал, что главные типы амфиболов имеют кальциевый и железисто-магнезиальный состав и магматическое и метаморфическое происхождение, тогда как клинопироксены имели магматический базитовый источник. Источниками материала для эпидота были продукты разрушения метаморфических пород, по существу метаморфизованные изверженные породы. Геохимический состав рутила показал, что его источником были породы низкой степени метаморфизма, а также основные и ультраосновные магматические массивы. Данные по химическому составу хромшпинели подтверждают, что в области сноса имели место альпинотипные перидотиты.

Таким образом, предполагается, что обогащенные карбонатами лититовые арены миоценовых свит Фатха и Инджана Северного Ирака отлагались в условиях относительно неустойчивой тектонической обстановки. Осадки были принесены главным образом из офиолитовых радиоляритовых комплексов на севере и северо-востоке Ирака, а также переотложены из более древних осадочных свит. Это привело к смешиванию тектонических меток образования песчаников с преобладанием в области рециклированного орогена или магматической дуги.

Авторы выражают благодарность Службе академического обмена Германии (DAAD) за финансирование 2-месячного исследования, выполненного первым автором в Университете Бонна, а также Геологическому институту Университета Бонна за выполнение рентгенофлуоресцентного анализа. Особая благодарность д-ру Б. Шпирингу и г-же Андреа Бер (Минералогический институт, Университет Бонна) за оказанную помощь при проведении микронзондового анализа.

ЛИТЕРАТУРА

Abdul-Wahab L.M. Mineralogy of amphiboles and pyroxenes from recent sediments of the Tigris, Diyala and Adhaim rivers, Iraq: M.Sc. Thesis. University of Keele, 1983, 311 p.

- Al-Banna N.Y.** Sedimentological study of Upper Fars Formation in selected areas, north Iraq: M.Sc. Thesis. Mosul University, Iraq, 1982, 177 p.
- Al-Hassan M.E., Hubbard F.H.** Magma segregations in a tectonic remnant of basalt ophiolite, Penjwin, NE Iraq // *Ofioliti*, 1985, v. 10, p. 139—146.
- Al-Jawadi M.R.** Petrology and geochemistry of the Band-i-Zard serpentinite and associated chromites occurring around Rayat, Northeastern Iraq: M.Sc. Thesis. Mosul University, 1980, 166 p.
- Al-Juboury A.I.** Petrology and provenance of the Upper Fars Formation (Upper Miocene), Northern Iraq // *Acta Geologica Universitatis Comenianae Bratislava*, 1994, v. 50, p. 45—53.
- Al-Juboury A.I., McCann T.** The Middle Miocene Fatha (Lower Fars) Formation of Iraq // *GeoArabia* (Gulf Petrolink, Bahrain), 2008, v. 13, № 3, p. 141—174.
- Al-Juboury A.I., Al-Naqib S.Q., Al-Juboury A.M.** Sedimentology and mineralogy of the upper clastic units of Fatha Formation, South of Mosul, Iraq // *Dirasat* (Pure Sciences) Jordan, 2001, v. 28, p. 80—106.
- Allen P.A., Homewood P., Williams G.D.** Foreland basins: an introduction // *Foreland Basins* / Eds. P.A. Allen, P. Homewood. Special Publication International Association of Sedimentologists, 1986, v. 8, p. 3—12.
- Al-Mashadani A.** Geodynamic evolution of the Iraq sedimentary basins: consequence on the distribution of fluids: Ph.D. Thesis. University of Pau, France, 1984, 820 p.
- Al-Naqib S.Q., Aghwan Th.A.** Sedimentological study of the clastic unit of the Lower Fars Formation // *Iraqi Geol. J.*, 1993, v. 26, p. 108—121.
- Al-Rawi I.K.** Sedimentology and petrology of the Tanjero clastic Formation in north and northeastern Iraq: Ph.D. Thesis. Baghdad University, Iraq, 1981, 295 p.
- Al-Rawi Y.** Classification of carbonate-rich sandstones. Geological Society America: Abstract with Program, 1979, v. 11, № 3, 65 p.
- Al-Rawi Y.** Petrology and sedimentology of the Gercus Red Beds Formation (Eocene), Northeastern Iraq // *Iraqi J. Sci.*, 1980, v. 21, p. 132—188.
- Al-Rawi Y.** Carbonate-rich sandstones, occurrence, classification and significance // *Iraqi J. Sci.*, 1982, v. 23, № 3, p. 371—419.
- Al-Sharhan A.S., Nairn A.E.M.** Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East. Amsterdam, Elsevier, 1997, 843 p.
- Amin M.A., Al-Juboury A.I.** Mineralogy and geochemistry of Tertiary- Cretaceous turbiditic sandstones, Shaqlawa, NE Iraq // *Zanco*, 1989, v. 2, p. 106—122.
- Bhatia M.R.** Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // *J. Geol.*, 1983, v. 91, p. 611—627.
- Bolton C.M.G.** Geological map—Kurdistan series, Scale 1:10,000, sheet k4, Ranya, Unpublished, Site Inves. Company report (276) SOM library, Baghdad, 1958.
- Buday T., Jassim S.Z.** The regional geology of Iraq, tectonism, magmatism and metamorphism. Baghdad, Publication of the Geological Society of Iraq, 1987, 352 p.
- Cocherie A., Auge T., Meyer G.** Geochemistry of platinum-bearing elements in various types of spinels from the various ophiolitic complexes, Greece // *Chem. Geol.*, 1989, v. 77, p. 27—39.
- Cookinboo H.O., Bustin R.M., Wilks K.R.** Detrital chromian spinel compositions used to reconstruct the tectonic setting of provenance: implications for orogeny in the Canadian cordillera // *J. Sediment. Res.*, 1997, v. 67, p. 116—123.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J.** An introduction to the rock-forming minerals, 2nd edition. Hongkong, Longman Scientific & Technical, 1992, 696 p.
- Dickinson W.R.** Interpreting detrital modes of greywacke and arkose // *J. Sediment. Petrol.*, 1985, v. 40, p. 695—707.
- Dickinson W.R., Suczek C.A.** Plate tectonics and sandstone compositions // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1979, v. 63 (12), p. 2164—2182.
- Floyd P.A., Winchester J.A., Park R.G.** Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Marse Group of Gairloch, NW. Scotland // *Precam. Res.*, 1989, v. 45, p. 203—214.
- Folk R.L.** Petrology of sedimentary rocks. Hamphill Publ. Co., Texas, 1974, 170 p.
- Force E.R.** The provenance of rutile // *J. Sediment. Petrol.*, 1980, v. 50 (2), p. 485—489.
- Garver J.I., Royce P.R., Smick T.A.** Chromium and nickel in shale of the Taconic foreland, a case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source // *J. Sediment. Res.*, 1996, v. 66, p. 100—106.
- Geological map of Iraq.** Series scale 1:1 000 000. Directorate General of Geological Survey and Mineral Investigation. Baghdad, Iraq, 1986.
- Ghazal M.M.** Petrology and geochemistry of the basic rocks occurring around Hero (Qala-Dizeh), NE Iraq: M.Sc. Thesis. Mosul University, Iraq, 1980, 161 p.

- Ghazal M.M.** Variation of the modal percentages of epidote in Recent sediments from selected localities in northern Iraq // *Rafidain J. Sci.*, 2005, v. 16, p. 13—25.
- Ghent E.** Temperature, pressure and mixed volatile equilibria attesting metamorphism of staurolite-kyanite bearing assemblages. Esplanada Range, British Columbia // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, v. 86, p. 1654—1660.
- Goldschmidt V.M.** *Geochemistry*. Oxford, Clarendon Press, 1958, 730 p.
- Gürer Ö.F.** Upper Cretaceous stratigraphy of Hekimhan-Hasancelebi region and the basin evolution // *Geol. Bull. Turkey*, 1994, v. 37, p. 135—148.
- Hurlbut C.S.JR., Klein C.** *Dana's manual of mineralogy*: 19th ed. New York, John Wiley and Sons, 1977, 532 p.
- Ingersoll R.V., Suczek C.A.** Petrology and provenance Neogene sand from Nicobar and Bengal fans. DSDP site 211 and 218 // *J. Sediment. Petrol.*, 1979, v. 49, p. 1217—1228.
- Ingersoll R.V., Bullard T.F., Ford L.R., Grimm J.P., Pickle J.D., Sares S.W.** The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method // *J. Sediment. Petrol.*, 1984, v. 46, p. 620—632.
- Jaques A.I., Chappell B.W., Taylor S.R.** Geochemistry of cumulus peridotites and gabbros from the Ma-ram Ophiolite Complex, northern Papua New Guinea // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1983, v. 82, p. 154—164.
- Jassim S.Z., Raiswell R., Bottrell S.H.** Genesis of Middle Miocene stratabound sulphur deposits of northern Iraq // *J. Geol. Soc. London*, 1888, v. 156, p. 25—39.
- Krawinkel H., Wozacek S., Krawinkel J., Hellmann W.** Heavy-mineral analysis and clinopyroxene geochemistry applied to provenance analysis of lithic sandstones from the Azuero-Sona complex (NW Panama) // *Sediment. Geol.*, 1999, v. 124, p. 149—168.
- Leake B.E.** Nomenclature of amphiboles // *Canad. Miner.*, 1978, v. 16, p. 501—520.
- Lee Y.** Geotectonic significance of detrital chromian spinel: a review // *Geosci. J.*, 1999, v. 3, p. 23—29.
- Mack G.H.** The survivability of labile light-mineral grains in fluvial, Aeolian and littoral marine environments: the Permian Cutler and Cedar Mesa formations, Moah, Utah // *Sedimentology*, 1978, v. 25, p. 587—604.
- Mange M.A., Maurer H.F.W.** *Heavy minerals in colour*. London, Chapman and Hall, 1992, 147 p.
- Morimoto N.** Nomenclature of pyroxenes // *Miner. Mag.*, 1988, v. 52, p. 535—550.
- Morton A.C.** Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research // *Development in sedimentary provenance studies* / Eds. A.C. Morton, S.P. Todd, P.D.W. Houghton: Special Publication. *Geol. Soc. London*, 1991, v. 57, p. 31—45.
- Morton A., Allen M., Simmons M., Spathopoulos F., Still J., Hinds D., Ismail-Zadeh A., Kroonenberg S.** Provenance patterns in a neotectonic basin: Pliocene and Quaternary sediment supply to the south Caspian // *Basin Res.*, 2003, v. 15, p. 321—337.
- Munoz-Jimenez A., Casas-Sainz A.M.** The Rioja Trough (N Spain): tectonosedimentary evolution of a symmetric foreland basin // *Basin Res.*, 1997, v. 9, p. 65—85.
- Nisbet E.G., Pearce J.A.** Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1977, v. 63, p. 149—160.
- Numan N.M.S.** A plate tectonic scenario for the Phanerozoic succession in Iraq // *Iraqi Geol. J.*, 1997, v. 30, p. 85—110.
- Numan N.M.S.** Cretaceous and Tertiary Alpine subductional history in Northern Iraq // *Iraqi J. Earth Sci.*, 2001, v. 1, p. 59—74.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.** *Sand and sandstones*. New York, Springer, 1987, 553 p.
- Rumble D.** Oxide minerals in metamorphic rocks // *Miner. Soc. Amer.: short course notes*, 1976, v. 3, p. R1—R24.
- Sissakian V.K., Youkhana R.Y.** Report on regional geological mapping of Erbil-Shaqława-Koisanjaq-Raidar area. Unpublished report, SOM, Baghdad, 975F, 1978.
- Stöcklin J.** Structural history and tectonics of Iran. A review // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1968, v. 52, p. 1229—1258.
- Suttner L.J., Dutta P.K.** Alluvial sandstone composition and paleoclimate, 1. Framework mineralogy // *J. Sediment. Petrol.*, 1986, v. 56(2), p. 329—345.
- van Bellen R.C., Dunnington H.V., Wetzel R., Morton D.** *Lexique stratigraphique international*. Asie, Fase, 10a, Iraq. Paris, 1959, 333 p.
- Von Eynatten H., Gaupp R.** Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry // *Sediment. Geol.*, 1999, v. 124, p. 81—111.