

УДК 551.24+553.1

ФУНДАМЕНТ КАРАБОГАЗСКОГО СВОДА (ТУРАНСКАЯ ПЛИТА)

© 2022 г. В. И. Попков¹, *, И. В. Попков¹

¹Кубанский государственный университет, д. 149, ул. Ставропольская,
350040 Краснодар, Россия

*e-mail: geoskubsu@mail.ru

Поступила в редакцию 21.05.2021 г.

После доработки 16.11.2021 г.

Принята к публикации 12.01.2022 г.

В нашей работе приведены результаты детального изучения вещественного состава магматических и метаморфических пород фундамента Карабогазского свода Туранской плиты, вскрытых глубокими скважинами. Привлечены данные определения абсолютного возраста пород К–Аг методом и палеонтологические определения. Метаморфические породы Карабогазского свода представлены первичными осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями, преобразованными на стадии зеленосланцевого регионального метаморфизма. Породы прорваны интрузиями гранитоидного ряда завершающих этапов герцинского тектогенеза. На участках, приближенных к интрузивам, степень вторичных изменений метаморфических пород возрастает за счет термального воздействия. Амфиболиты Карабогазского свода являются ортопородами, находясь в тесной связи с первичными терригенными отложениями и метаморфизованы в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Гнейсы свода являются окраинными фациями гранитоидных плутонов, образовавшихся в результате метасоматической переработки вмещающих толщ (протомагматическая гнейсовидность). Мы рассматриваем Карабогазский свод как герцинский антиклинорий молодой платформы, что не исключает возможности присутствия в его составе обломков более древней коры. Слагающие Карабогазский свод осадочно-метаморфические и вулканогенно-осадочные породы, прорванные многочисленными интрузиями гранитоидов, представляют собой образования активной окраины.

Ключевые слова: Туранская плита, Карабогазский свод, метаморфические породы, гранитоидные интрузии, фундамент, палеозой, докембрий, герциниды

DOI: 10.31857/S0016853X22010064

ВВЕДЕНИЕ

Исследованиями последних лет установлено широкое развитие докембрийских образований – террейнов в составе фанерозойских складчатых поясов Европы, южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы, включая территории Скифской и Туранской плит. Считается, что они являются фрагментами северной позднепротерозойско–кембрийской окраины палеоконтинента Гондвана (Пери-Гондванские террейны) [11, 25, 27, 30, 38], что нашло отражение на многих тектонических построениях и палинспастических реконструкциях [8, 13, 19–37].

К массивам с докембрийской сиалической корой в пределах Туранской эпигерцинской плиты были отнесены Северо-Устьюртский, Южно-Мангышлакский, Карабогазский и другие геоблоки, составляющие до 60–75% ее площади [1, 3, 5, 12]. Основанием для этого служили данные геофизических исследований прошлых лет, не имевшие высокой точности, а также немногочислен-

ные материалы глубоких скважин, вскрывших породы фундамента.

Ю.Г. Леонов с соавт. [16] предложил новый подход к выделению, а также районированию и формированию консолидированной коры (фундамента) Каспийского региона, составлена тектоническая карта масштаба 1 : 2 500 000. В построениях был использован большой объем сейсмических данных. Обосновано широкое развитие консолидированной коры байкальского возраста, в том числе в пределах Азовско-Каспийского сегмента, куда входит и Карабогазский блок. В пределах данного блока на Песчаномысско-Ракушечном поднятии и в северном Прикарабогазье скважинами вскрыты гнейсы предположительно протерозойского возраста (скважина Тамды-1), кристаллические и метаморфические сланцы верхнего протерозоя (скважины Тамды-1, Южный Аламурын-1, Оймаша-9), в скважине Карши-3 описаны амфиболитовые сланцы, залегающие среди гранитоидов палеозоя [16].

По мнению данных исследователей все это может свидетельствовать в пользу кадомского (байкальского) возраста консолидированной коры Азово-Каспийского сегмента [16].

Другие исследователи считают, что верхнепалеозойские складчато-метаморфические толщи запада Туранской плиты объединяются с верхнепермско-триасовыми в единый промежуточный структурный комплекс, на основании чего предполагаются высокие перспективы их нефтегазоносности [6, 10].

В наших исследованиях приведены данные о строении Южно-Мангышлакского блока, где фундамент вскрыт на двадцати девяти площадях более чем 150-ю скважинами [22]. Изучение вещественного состава пород фундамента показало, что Южно-Мангышлакский блок сложен относительно слабометаморфизованными терригенными отложениями, прорванными в пределах выступов интрузиями гранитоидов каменноугольного возраста. Были обнаружены обугленные растительные остатки сингенетичной органики в метаморфических сланцах, что, совместно с палеонтологическими данными, указывает на палеозойский возраст пород, слагающих складчатое основание Южно-Мангышлакской нефтегазоносной области [23, 24]. Эти исследования согласуются с данными высокоточной аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000, зафиксировавшей в пределах структур п-ова Мангышлак линейные аномалии запад-северо-западного простирания, что не характерно для докембрийских массивов, имеющих крупно-мозаичное магнитное поле [21]. Использование новых геофизических и буровых материалов позволило разработать детальную схему строения эпигерцинского фундамента п-ова Мангышлак с выделением структурно-формационных зон [23].

Целью настоящей работы является изучение природы Карабогазского блока протяженностью ~800 км и шириной до 250 км, расположенного в юго-западной части Туранской плиты. В платформенном чехле ему соответствует одноименный Карабогазский свод. Выполненные исследования позволят упорядочить разнообразие предположений о строении данного блока, уточнить его тектонические особенности как крупного структурного элемента молодой платформы.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Карабогазский свод занимает северную часть Краснодарского полуострова, залив Кара-Богаз-Гол и частично прилегающую с северо-запада часть Южно-Мангышлакского плато (рис. 1). Породы фундамента в наиболее приподнятой его части залегают на глубине ≤ 800 м. Метаморфические породы, слагающие фундамент свода, про-

рваны многочисленными интрузиями палеозойского возраста.

Фундамент перекрыт различными горизонтами меловых отложений, сменяемых вверх по разрезу кайнозойскими осадочными толщами. С севера и северо-востока Карабогазский свод опоясан Туаркыр-Караауданской зоной ранне-киммерийской складчатости, имеющей чрезвычайно сложное мелкоблочное строение. Предполагается, что такой же зоной является Карашорская система дислокаций, располагающаяся восточнее [23]. Между ними заключен относительно просто построенный блок, в северной части которого выделяется Кумсебенский выступ с глубиной залегания фундамента менее 2 км, разделяющий Жазгурлинско-Учкудукский и Учтаганский прогибы. В пределах выступа на площадях Кумсебен и Аламанил фундамент вскрыт глубоким бурением.

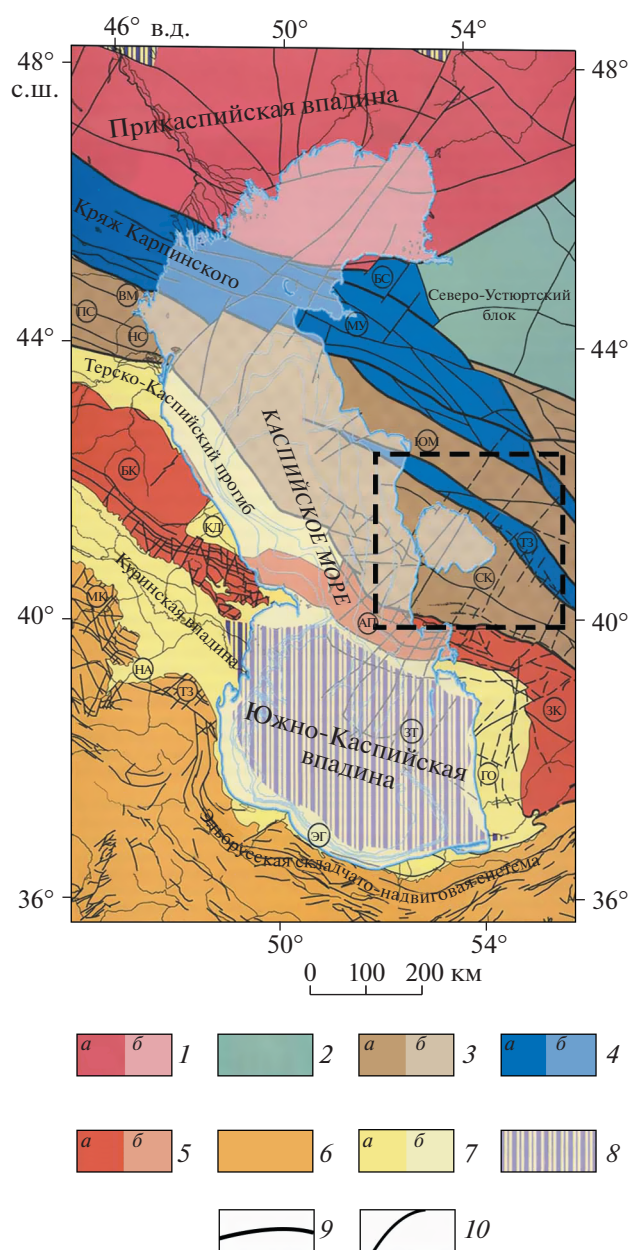
На северо-западном склоне Карабогазского свода в отложениях келловей, неокома и апта выявлены небольшие газовые залежи (площади Тамды, Южный Аламурын). В отдельных скважинах отмечались газопроявления из метаморфических пород.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Породы фундамента Карабогазского свода вскрыты в 23-х скважинах (рис. 2). Из них восемь скважин расположены южнее залива Кара-Богаз-Гол на территории Туркменистана (Карши — скв. 1, 2, 3; Омчалы-159, 161, Акпар-1, Дарджа-179, Аджигир-1). Пятнадцать скважин находятся к северо-западу от залива и были пробурены геологоразведочными организациями Казахстана (Тамды — скв. 1, 2; Букбаш — скв. 1, 2, 3; Кудук — скв. 1, 3; Бирбас-1, Южный Аламурын—Джанаорпа — скв. 1—7).

В более ранних работах приведены результаты исследования состава пород, слагающих фундамент, детально описаны разрезы скважин южной зоны и фрагментарно — разрезы скважин северо-западной зоны [7—9, 14, 15].

В данной работе мы приводим результаты детальных литолого-петрографических исследований кернового материала. Выполнено его макроописание с определением характерных структур и текстур. Для расчленения и корреляции разрезов использовались материалы геофизических исследований скважин, включающие все виды каротажа. Проведено микроскопическое исследование пород, определен их состав, генезис и степень постседиментационных преобразований. Привлечены данные по определению абсолютного возраста пород и палеонтологические данные.



ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ И СОСТАВ ВСКРЫТЫХ СКВАЖИНАМИ ПОРОД КАРБОГАЗСКОГО СВОДА

Метаморфические породы к югу от залива Кара-Богаз-Гол вскрыты только на площади Карши в скв. Карши-3 (см. рис. 2). Они представлены амфиболитовыми сланцами с нематобластовой структурой и состоят из роговой обманки, плагиоклаза и кварца. В некоторых образцах амфиболиты рассланцованы, появляются бластопамятные структуры. В их составе преобладают амфибол актинолит-тремолитового ряда, андезин и кварц. Данные сланцы образовались в результате метаморфизма осадочно-эффузивных

Рис. 1. Тектоническая карта Каспийского региона (по данным [2], с изменениями и дополнениями). Показан (контур штрих-линией черным) район исследований.

Тектонические структуры (буквы в кружках):

БС — Бузачинский свод, МУ — Мангышлакско-Центрально-Устьюртская зона, ЮМ — Южно-Мангышлакско-Устьюртская система прогибов, ТЗ — Туаркырская зона, СК — Среднекаспийско-Карабогазская антеклиз, ВМ — Восточно-Манычский прогиб, ПС — Прикумская система поднятий, НС — Ногайская ступень, БК — складчатая система Большого Кавказа, КД — Кусаро-Дивичинский прогиб, АП — Апшероно-Прибалханская зона, ЗК — Западно-Копетдагская зона, МК — складчатая система Малого Кавказа, НА — Нижне-Араксинский прогиб, ТЗ — Талышская зона, ЭГ — Эльбурско-Горганский передовой прогиб, ЗТ — Западно-Туркменский прогиб, ГО — Гограньдаг-Окаремская зона.

1–4 — фундамент платформенных областей: 1 — раннедокембрийский: а — суша, б — море, 2 — байкальский, 3 — герцинский: а — суша, б — море, 4 — раннекембрийский: а — суша, б — море; 5–6 — альпийские складчато-покровные системы: 5 — Большой Кавказ и Копетдаг: а — суша, б — море, 6 — Малый Кавказ, Талыш, Эльбурс; 7 — передовые прогибы и впадины: а — суша, б — море; 8 — впадины с корой океанического типа; 9 — разрывные нарушения, соответствующие границам крупных структур; 10 — прочие важные разрывы

пород в амфиболитовой или эпидит-амфиболитовой фации, залегаая среди гранитоидов палеозоя, образуя в них, очевидно, ксенолит [8]. Возраст сланцев достоверно не определен и только на основании высокой степени метаморфизма предполагается их докембрийский возраст [8, 9].

В скважинах Карши-1, Омчалы-159, 161, Аджигир-1 и Дарджа-179 вскрыты бурением микроклиновые граниты, относящиеся к гранитоидам нормального ряда. Они принадлежат к классу перенасыщенных кремнекислотой пород с разным содержанием щелочей — для гранитов Омчалы характерна обогащенность калием. Состав гранитоидных пород отвечает гранитам и гранодиоритам, в отдельных случаях — гранит-аплитам [8]. Возраст аджигирских гранитов был определен К–Аг методом по породе и составил 300 ± 10 млн лет [13]. Определение возраста К–Аг методом по биотиту гранитов Омчалы (скв. 161) дало значения в 310–295 млн лет (C_3) [15]. Для гранитоидов, вскрытых скважиной Карши-1, получены резко отличные значения абсолютного возраста — 440 млн лет, по другим определениям — 310, 313 и 352 млн лет, в связи с чем предполагалось, что в керне скважины присутствуют гранитоиды двух генераций, причем более древние из них, отнесенные к силур-ордовикскому комплексу, образуют ксенолит в молодых каменноугольных генерациях [8]. Возраст гранитов, вскрытых на площади Дарджа, определенный по биотиту, составил 240 млн лет [13].

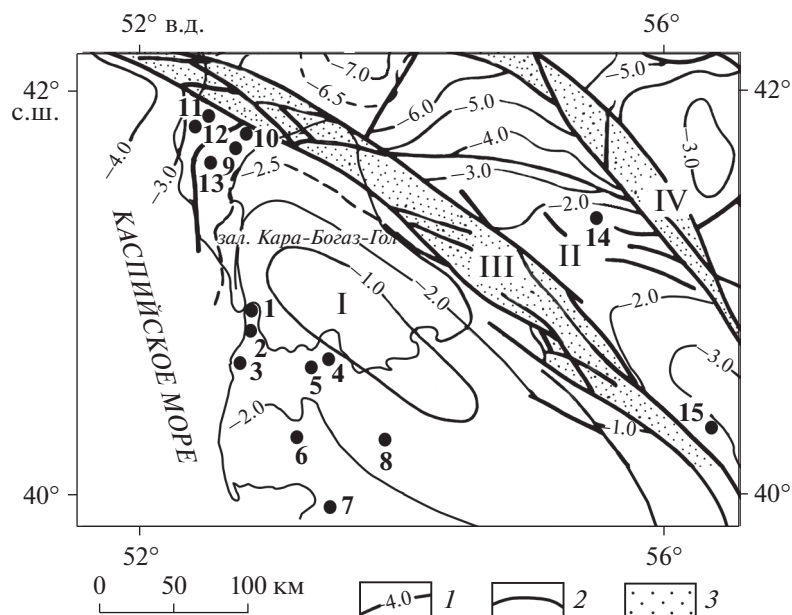


Рис. 2. Схема размещения поисково-разведочных площадей и скважин, на которых вскрыты бурением породы фундамента Карбогазского свода.

Показано положение (кружки черным):

скважин — 1 — Карши (скв. 1), 2 — Карши (скв. 2), 3 — Карши (скв. 3), 4 — Омчалы (скв. 161), 5 — Омчалы (скв. 159); площадей — 6 — Акпар, 7 — Дарджа, 8 — Аджигир, 9 — Южный Аламурын—Джанаорпа, 10 — Бирбас, 11 — Букбаш, 12 — Тамды, 13 — Кудук, 14 — Кумсебшен, 15 — Аламанел.

Обозначено (римские цифры): I — Карбогазский свод, II — Кумсебшенский выступ, III — Туаркыр—Карауданская зона, IV — Карашорская зона.

1 — стратоизогипсы поверхности фундамента; 2 — разрывы; 3 — зоны раннекаimmerийской складчатости

В скважине Карши-2 вскрыты кварцевые порфиры и фельзиты предположительно позднекаменноугольно—пермского возраста, на площади Акпар — дацит-порфиры [8]. Возраст, определенный К—Аг методом, оценен в 220 ± 10 млн лет [11].

На территории, располагающейся к северо-западу от залива Кара-Богаз-Гол, фундамент разбурен 15-ю скважинами, при этом имеется описание вещественного состава только тех пород, которые были вскрыты скважиной Южный Аламурын-1 и скважинами Тамды-1, Южный Аламурын-2, Джанаорпа-4 и Букбаш-2, — в итоге, было изучено пять интервалов [9, 13, 14] (см. рис. 2). Материалы по остальным скважинам не изучались. В связи с этим характеристика фундамента этой зоны нами дается более подробно.

Глубина залегания кровли фундамента в данном районе (по материалам бурения) колеблется от 2426 м (скв. Кудук-1) до 2841 м (скв. Букбаш-2). Максимальная вскрытая мощность комплекса составляет 538 м (скв. Тамды-1), минимальная — 76 м (скв. Букбаш-2). В его строении принимают участие магматические породы гранитоидного ряда и первично осадочные толщи, претерпевшие, в различной степени, метаморфические преобразования. Метаморфические породы были вскрыты во всех пятнадцати скважинах, магмати-

ческие — в восьми скважинах (Тамды-1, 2; Букбаш-1, 2, 3; Бирбас-1, Южный Аламурын—Джанаорпа-1, 6).

Метаморфические породы темно-серой и черной окраски, реже встречаются зеленовато-серые цвета, обладают четко выраженной сланцеватостью, совпадающей часто с первичной слоистостью. Отложения дислоцированы. Наиболее часто встречаются слои пород, наклоненные под углом $\angle 45^\circ - 65^\circ$. Породы плотные ($2.80 - 2.95 \text{ г/см}^3$) и только в кровельной части разреза отмечены значения $2.45 - 2.50 \text{ г/см}^3$.

Толща флишеидная, в ее состав входят терригенные образования, метаморфизованные в мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев. При приближении к гранитоидным интрузиям степень их метаморфических преобразований возрастает с появлением минеральных ассоциаций мусковит-биотитовой субфации фации зеленосланцевого метаморфизма. Наиболее распространенными являются следующие типы пород:

- микрослюдисто-кварцево-хлоритовый и полевошпато-кварцевые филлиты рассланцованные, лепидо- и гранолепидобластовой структуры;
- слюдяные сланцы с фибробластовой текстурой, гранолепидобластовой структурой с мало-мощными прослоями кварцитов;

- кварцево-сланцевые сланцы с прослоями слюдяно-кварцитовых сланцев с отчетливой бластописаммитовой структурой и сланцеватой, пльчатой, крупночешуйчатой текстурой;

- кварц-альбит-серицитовые сланцы с примесью графитистого материала;

- биотит-полевошпато-кварцевые сланцы грано- и лепидогранобластовой структуры;

- углисто-слюдисто-кварцевые сланцы.

Помимо изученных пород, на площади Южный Аламурын–Джанаорпа вскрыты:

- зеленокаменно измененные эффузивы основного и среднего состава (скв. Джанаорпа-4, интервал глубин 2741–2748 м);

- кварц-альбит-хлорит-актинолитовые роговики нематогранобластовой структуры неясно узловато-сферолитовой текстуры (скв. Южный Аламурын-1, интервал 2680–2683 м).

В породах отмечены промежулки, сложенные хлорит-кварц-альбитовой массой микрогранобластовой структуры. В роговиках присутствует значительное количество (до 5%) магнетита. Данные породы образовались в результате регионального (с наложением контактного) метаморфизма базальтоидных пород.

Гранитоиды, вскрытые скважинами в пределах региона исследования, имеют лейкократовый облик и обычный для этого типа пород состав – примерно в равных количествах (по 30–35%) присутствуют кварц, олигоклаз и ортоклаз. Структура гипидиоморфнозернистая или гранитовая. Граниты, свежие или были подвержены вторичным изменениям. В скважине Южный Аламурын-6 в интервалах глубин 2722–2737, 2772–2785, 2870–2880, 2950–2953, 2997–3006 метров вскрыты интенсивно катаклазированные, милонитизированные граниты, однако в данной скважине в интервале глубин 2895–2900 м обнаружены граниты гнейсовидного облика. Вскрытые породы претерпели интенсивное окварцевание, кварц раздавлен и гранулирован, полевые шпаты серицитизированы, отмечается небольшая примесь каолинита, т.е. здесь породы были переработаны глубинными растворами, циркулировавшими по зоне разрывного нарушения. Аналогичную гидротермальную переработку и катаклаз испытали гранитоиды, вскрытые скважиной Букбаш-2 на глубине 2990–2994 м. В этих интервалах при макро-исследовании отмечены многочисленные зеркала скольжения, ориентированные под углом $\angle 75^\circ\text{--}90^\circ$ к горизонтالي.

В скважине Южный Аламурын-1 в интервале глубин 3866–3869 м отмечены следы более высокотемпературных постмагматических процессов, приведших к образованию грейзенизированных участков – в керне этой скважины были изучены приконтактные фации гранитов, содержащих

ксенолиты вмещающих сланцев и роговиков (интервал 2778–2869 м) [9]. Подобные породы были выявлены нами при изучении керна материала скважины Южный Аламурын-6 в интервале глубин 2722–2737 м, граниты из этой зоны катаклазированы и имеют резко порфировидный облик.

Кроме биотитовых гранитов на площади Букбаш в скважине 2 в интервале 2969–2972 м встречены гранитоиды, химический состав которых соответствует тоналитам [14].

В разрезе скважины Тамды-1 в интервале глубин 3147–3153 м ранее был выявлен силлиманит-биотитовый гнейс гранобластовой структуры (на некоторых участках гнейс имеет лепидобластовую структуру), сложенный следующими минералами:

- кварц (30–35%);

- биотит и мусковит (40–45%);

- фибролит (10–15%);

- полевые шпаты, пирит и циркон (единичные зерна).

Эта порода образована в результате регионального метаморфизма в амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации [9].

Наши исследования показали, что гранито-гнейсовый комплекс был вскрыт скважиной Тамды-1 на глубине 2769 м и до забоя – 3153 м. Керновый материал поднят из интервалов глубин 2796–2810, 2882–2887, 3000–3020, 3070–3080 и 3147–3153 м. В интервале 2796–2810 м встречены породы трех типов:

- Кварц-полевошпато-сланцевые сланцы с гранолепидобластовой структурой, видна сегрегационная сланцеватость. Отмечается высокое содержание мусковиты и биотита. Степень постдиagenетических преобразований отвечает мусковит-биотитовой субфации фации зеленых сланцев регионального метаморфизма.

- Полевошпато-мусковит-биотит-кварцевый (двусланцевой) гнейс. Порода лейкократового облика, характеризуется чередованием более широких (1.5–2 мм) лейкократовых кварц-полевошпатовых полос с узкими (0.5–1.0 мм) мусковит-биотитовыми полосами. Текстура гнейсовидная полосчатая, структура крупногранобластовая (в кварц-полевошпатовых полосах) и лепидобластовая (в слюдяных полосах).

- Лейкократовые граниты свежего облика.

В интервале глубин 2882–2887 и 3070–3080 м отмечен гнейс аналогичного облика, в интервале 3000–3020 м помимо гнейсов встречены кварцево-сланцевые сланцы. В призабойной зоне скважины в интервале 3147–3153 м отмечаются двусланцевые гнейсы также, как и в интервале 2796–2810 м, крупнокристаллические свежие не катализированные граниты с типично гранито-

вой структурой, а также кварц-альбит-слюдаые сланцы с большим содержанием мусковита и биотита, обладающие grano- и лепидогранобластовой структурой, метаморфизованных на стадии зеленых сланцев (мусковит-биотитовая субфация). Во всех перечисленных интервалах отбора керна отмечены многочисленные зеркала скольжения, ориентированные вертикально.

Полученные данные свидетельствуют о сложных геологических взаимосвязях магматических и метаморфических пород в разрезе. Возможно, что гнейсы и метаморфические сланцы прорваны гранитами более молодого возраста и представляют собой ксенолиты в теле интрузии. Однако минеральный состав и текстурные особенности гнейсов и метаморфических сланцев имеют очевидное сходство, что позволяет рассматривать гнейсы в качестве окраинных фаций гранитного плутона, образовавшихся в результате метасоматического переработки вмещающих толщ (протомагматическая гнесовидность, по [19]).

Спорадическое развитие слабометаморфизованных терригенных пород в верхней части разреза фундамента является геологической особенностью района исследования. Их наличие установлено в скважинах Тамды-1, 2, Букбаш-1, 2, 3 и Южный Аламурын-6. Максимальная мощность отмечается в скважине Тамды-1 (154 м), минимальная (34 м) — в скважине Южный Аламурын-6. В нижней части толщи обычно залегает пачка песчаников с прослоями мелкогалечных конгломератов. Иногда ее мощность достигает 30–40 м. В составе кластического материала присутствуют обломки сланцев, роговиков, молочно-белого кварца, кварцитов размером до 1.5–2 см. Промежутки между гальками заполняются гравийно-песчаным материалом. В верхней части толщи преобладают алевро-аргиллитовые разности пород, что находит четкое отражение на электрокаротажных диаграммах. Окраска пород серая, темно-серая, реже — черная, зеленоватых оттенков.

Преобладают песчаники, алевролиты, гравелиты субаркозового, грауваккового, субграуваккового состава. Обломочная часть породы состоит из угловатых, плохо окатанных зерен кварца, калиевых полевых шпатов, плагиоклаза, листочков мусковита, биотита, хлорита, щепковидных обломков сланцев, кремнистых пород в различных процентных соотношениях. В отдельных прослоях отмечается высокое содержание обугленного растительного детрита. Цемент хлорит-серицитового состава. В алевро-аргиллитовых разностях набор кластического материала аналогичен.

Породы претерпели интенсивные вторичные изменения (метагенез). Зерна кварца гранулированы, корродированы, наблюдается развитие шиповидных структур и обрастание зерен “борода-

тым” кварцем [18]. Породы слабо рассланцованы, отмечаются сегрегационные структуры, слюда ориентирована по сланцеватости. В отдельных, более однородных по составу и сортировке, песчано-алевритовых прослоях появляются grano- и лепидобластовые структуры. И, наоборот, в алевролитах и песчаниках с базальным типом цемента, исходная обломочная структура относительно хорошо сохраняется и породы выглядят менее измененными (глубокий катагенез).

Данные образования сходны по составу с отложениями верхнего палеозоя Песчаномысско-Ракушечной зоны Южного Мангышлака, которые, по нашему мнению, относятся к верхнепалеозойской нижней молассе [22]. Перекрывающие их континентальные толщи средней юры испытали гораздо менее интенсивные вторичные преобразования, соответствующие начальным стадиям катагенеза [20, 22].

В скважине Букбаш-2 из интервала глубин 2943–2950 м подняты образцы сильно выветрелых гранитов. Выше залегают нижнемолассовые образования. В остальных шести скважинах, где присутствует данная толща, ниже нее выделяется по электрокаротажным материалам аналогичная зона, характеризующаяся снижением значений электрического сопротивления пород и увеличенным диаметром скважины. Однако керн из этой части разреза в других скважинах отсутствует.

К–Аг методом определен возраст гранитов из интервала глубин 2866–2869 м скважины Южный Аламурын-1 в 300 ± 8 млн лет, что соответствует позднему карбону. Возраст тоналитов, вскрытых в скважине Букбаш-2, составляет 365–370 млн лет [14]. Согласно определению абсолютного возраста данных гранитоидов, выполненных в Институте геологических наук им. К.И. Сатпаева (г. Алматы, Республика Казахстан), (аналитик Г.А. Радченко), время их образования оценивается в 335–364 млн лет (поздний девон–ранний карбон).

К–Аг методом определен возраст сланцев в скважинах [9, 13]:

- Южный Аламурын-2, составивший 278 млн лет;
- Южный Аламурын-1, составивший 228 млн лет.

Наиболее вероятен раннепермский их возраст. Данные цифры характеризуют время заключительной фазы тектоно-магматических воздействий на породу варисийского тектогенеза. Возраст отложений, подвергшихся метаморфизму, может быть более древним.

В скважине Букбаш-2 в интервале глубин 2943–2950 м в метаморфических породах обнаружены древние формы миоспор *Coniferae* sp. indet, *Stenozonotriletes* sp., *Hymenozonotriletes* sp., кото-

рые указывают на палеозойский возраст вмещающих пород.

В пределах прилегающего с востока к Карабогазскому своду Кумсебшенского блока домезозойские образования вскрыты двумя опорными скважинами — Кумсебшен-2 и Аламанел-1. В скважине Кумсебшен-2 палеозой пройден от глубины 1257 м и до забоя 1660 м. По электрокаротажной характеристике вскрытый разрез четко делится на две части в интервалах глубин:

— 1606–1660 м — нижняя часть, отличающаяся повышенными удельными электрическими сопротивлениями;

— 1527–1606 м — верхняя часть, характеризующаяся более расчлененным строением кривой кажущихся сопротивлений.

Нижняя толща керновым материалом освещена в интервалах глубин 1656–1646, 1639–1636 и 1609–1606 м. По проведенным нами макро исследованиям это — филлитовидные образования черного цвета, крепкие, плотные, окремненные, с неровным раковистым изломом. В верхнем интервале появляется примесь туфогенного материала.

Микроскопическое изучение пород показало, что филлитовидные сланцы образовались по первично глинистому материалу с высоким содержанием слюды. В алеврито-псаммитовых прослоях достаточно четко видна первичная обломочная структура породы, состоящая из остроугольных оскольчатых зерен кварца, полевых шпатов, чешуек слюды, кварцитов, эффузивов. Отложения иногда имеют следы отчетливого рассланцевания. Вулканогенный материал представлен витро- и кристаллокластическими туфами.

Верхняя часть разреза сложена тем же набором пород, но отличается от нижней части более тонким чередованием изученных отложений. Во всех породах района исследования произошли достаточно высокие вторичные изменения, присущие стадиям среднего и глубокого метагенеза. Характерной особенностью образований является их значительная дислоцированность — в керне скважины отмечены напластования, ориентированные под углами в $\angle 50^\circ$ – 60° .

Близкие по внешнему облику и составу породы вскрыты на площади Аламанел в скважине 1 в интервале глубин 2180–2316 м. В составе кластического материала, слагающего песчаники, кварц, кислые плагиоклазы, обломки кремнисто-серицитовых, кремнистых, хлоритовых сланцев, кремнисто-халцедоновых пород и кислых эффузивов, аплитов и гранит-аплитов, чешуйки слюды. Окатанность обломков практически отсутствует. Состав цемента хлорито-глинистый или кремнисто-серицитовый.

Абсолютный возраст филлитовидных сланцев, вскрытых Кумсебшенской скважиной в интервале глубин 1646–1650 м составляет 262 млн лет (ранняя пермь). Данные образования хорошо коррелируются с нижнемолассовым верхнекаменноугольно–нижнепермским комплексом пород, вскрытого на мысе Ракушечный и в пределах Жетыбай-Узенькой зоны Южного Мангышлака [22], а также — по приведенным данным скважин в северо-западной части Карабогазского свода.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выполненные нами исследования в пределах Карабогазского свода свидетельствуют об отсутствии прямых геологических данных о наличии в его фундаменте континентальной коры, имеющей более древний, чем палеозойский, возраст. В качестве доказательства докембрийского возраста фундамента Карабогазского свода обычно приводятся гнейсы, вскрытые скважиной Тамды-1, а также — метаморфические сланцы Южного Аламурына и амфиболиты Каршинской площади [8, 9, 16]. Единственным доказательством этому считается высокая степень их метаморфизма. Однако локальное увеличение степени метаморфизма пород может быть связано с их близостью с интрузиями и, как следствие, наложением контактового термального метаморфизма на региональный метаморфизм, что является обычным для таких случаев. Примером является Оймашинская площадь Южного Мангышлака, где гранитная интрузия и вмещающие ее метаморфические породы вскрыты большим количеством скважин с высоким уровнем отбора kernового материала [22, 24]. Однако, степень метаморфизма пород — условный показатель возраста пород, на что указывали исследователи, предположившие их докембрийский возраст [8].

Амфиболиты данного региона являются ортопородами ассоциированными с первично терригенными породами. Ортопороды были метаморфизованы в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, с наложением термального воздействия гранитоидных интрузий и также не могут свидетельствовать об их докембрийском их возрасте.

Проведенное нами детальное петрографическое изучение гнейсов, вскрытых на площади Тамды, показало, что они чередуются в разрезе с метаморфическими сланцами, с которыми они имеют сходные минеральный состав и текстурные особенности. Это позволяет предположить, что данные гнейсы являются окраинными фациями гранитоидного плутона, вскрытого скважиной Тамды-1, образовавшимися в результате метасоматической переработки вмещающих толщ (протомагматическая гнейсовидность). Единич-

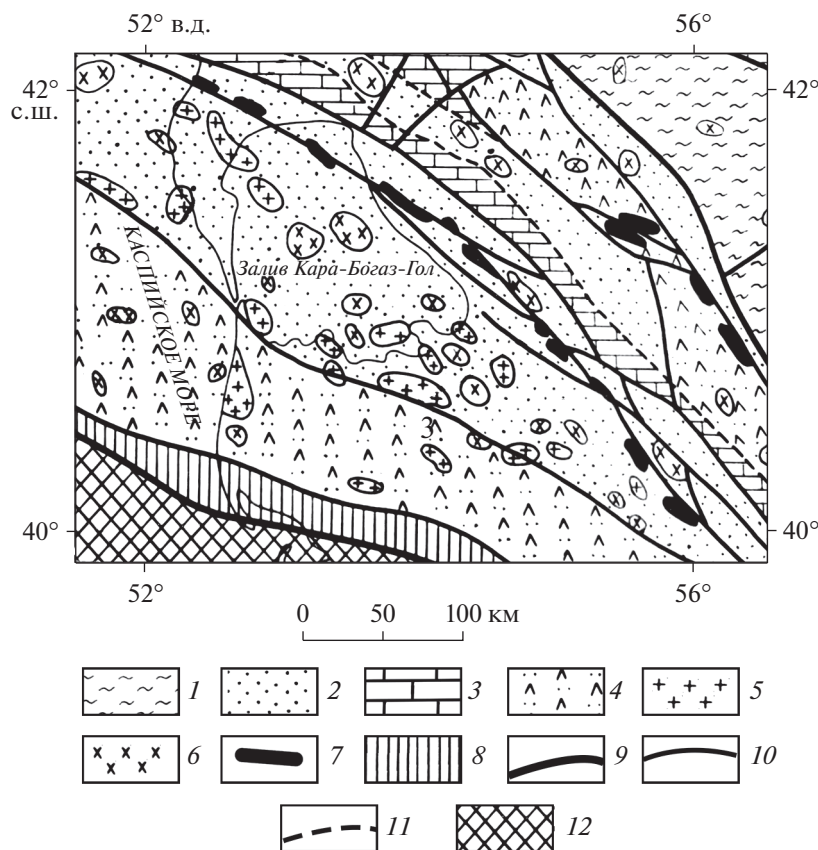


Рис. 3. Схема тектонического строения фундамента Карабогазского свода.

1 – байкальские (?) складчато-метаморфические комплексы; 2–3 – формации прогибов типа краевых морей: 2 – терригенно-сланцевые, 3 – карбонатно-сланцевые; 4 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные формации; 5 – гранитоиды; 6 – интрузии повышенной основности; 7 – гипербазиты; 8 – базиты и ультрабазиты нерасчлененные; 9–10 – разломы: 9 – главные, 10 – второстепенные; 11 – границы тектонических зон; 12 – альпийская складчатая система

ные случаи определения К–Аг методом абсолютного возраста гранитоидов в районе на площади Карши в 440 млн лет (силур–ордовик) на фоне массового присутствия девон–каменноугольных гранитоидов не может служить веским доводом в пользу повсеместного развития докембрийской коры в пределах Карабогазского свода, хотя мы и не отрицаем возможности присутствия отдельных обломков более древнего складчатого основания как в этом районе, так и в фундаменте юго-запада Туранской плиты. Учитывая, что для каршинских гранитов получены К–Аг методом резко различные значения абсолютного возраста (440, 352, 313 и 310 млн лет), мы не исключаем, что такой разброс обусловлен недостаточно высокой точностью данного метода.

Карабогазский геоблок является неоднородным геологическим телом и, если для северо-восточной его части характерно слабо отрицательное магнитное поле, то в юго-западной части магнитное поле становится слабо положительным. Можно предполагать, что в пределах его северо-восточной части в составе метаморфического комплекса преобладают первично терригенные

породы, в то время как в юго-западной части существенная роль принадлежит эффузивам среднего и основного ряда. Возможность выделения в составе Карабогазского блока двух зон, но несколько в иных границах, допускалась и другими исследователями [17]. Привлечение геологических данных по смежным районам, а также материалов магнито- и гравirazведки позволило нам составить схему тектонического строения исследуемого региона (рис. 3).

Детали структуры этих зон пока не поддаются расшифровке. Не исключено, что с появлением уточненных магнитометрических материалов, представления о строении района могут существенно измениться, как это произошло, например, с Южно-Мангышлакским блоком, который ранее был выделен как крупный массив с докембрийской сиалической корой [3]. Предпосылкой этому может служить наличие в пределах Карабогазского свода магнитных аномалий северо-западной ориентировки, что является характерным признаком палеозойских структурных элементов [4]. Магнитные аномалии аналогичного простирания установлены на северо-западе свода, частично за-

хваченным высокоточной аэромагнитной съемкой [21].

Полученные нами результаты могут быть применены не только при региональных тектонических построениях и палеореконструкциях, но и при решении прикладных нефтегеологических задач, поскольку Каспийский регион и непосредственно Карабогазский свод находятся в сфере интересов нефтяных компаний.

ВЫВОДЫ

1. Изучение кернового материала показало, что первично осадочные и вулканогенные породы, слагающие фундамент Карабогазского свода, были изменены на стадии зеленосланцевых фаций регионального метаморфизма. Подобная незначительная степень метаморфизма характерна для эпигерцинских складчатых зон. В зонах интенсивной гранитоидной переработки степень вторичных преобразований вмещающих пород возрастает, достигая мусковит-биотитовой субфации. Вещественный состав данных пород близок метаморфическим породам палеозойского фундамента Южно-Мангышлакского блока, вскрытых более чем 150-ю скважинами.

2. На склонах выступов фундамента сохранились слабометаморфизованные терригенные образования предположительно каменноугольно-раннепермского возраста, которые могут соответствовать нижней молассе. Возраст гранитоидных интрузий отвечает времени формирования новой континентальной коры герцинид.

3. Карабогазский блок рассматривается нами как герцинский мегантиклинорий молодой платформы, однако мы не исключаем возможности присутствия в блоке отдельных, возможно крупных, глыб докембрийской сиалической коры. Слагающие его осадочно-метаморфические и вулканогенно-осадочные породы, прорванные многочисленными интрузиями гранитоидов, представляют собой образования активной окраины.

Благодарности. Авторы благодарят анонимного Рецензента, рецензентов д. г.-м. н. Ю.А. Воложа (ГИН РАН, г. Москва), д. г.-м. н. Т.Н. Хераскову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и к. г.-м. н. М.П. Антипова (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за полезные комментарии, которые позволили улучшить статью. Авторы благодарят М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование и подготовку статьи.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 19-05-00165 а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акрамходжаев А.М., Юлдашев Ж.Ю. Геологическое строение и нефтегазоносность Туранской плиты с

позиций новой глобальной тектоники. — В кн.: *Тектоника молодых платформ*. — Под ред. М.В. Муратова, А.Л. Яншина, Р.Г. Гарецкого — М.: Наука, 1984. С. 64–69.

2. Ахмедбейли Ф.С., Берлин Ю.М., Богданов Н.А., Волчегурский Д.Ф., Воцалаевский Э.С., Гаджиев А.Н., Гассеми М., Гулиев И.С., Захидов А.Ю., Измаилзаде А.Д., Кенгерли Т.Н., Коробанов В.В., Короновский Н.В., Костюченко С.Л., Левин Л.Э., Мамедов А.В., Марина М.М., Мирзоев Д.А., Одеков О.А., Пилифосов В.М., Пирбудагов В.М., Попков В.И., Хаин В.Е., Чехович П.А., Шлыгин Д.А., Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. М-б: 2500000. — Объяснительная записка. М.: Научный Мир, 2006. 120 с.
3. Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г. Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления. — М.: Наука, 1975. 192 с.
4. Глазунова А.В. Структурно-фациальные зоны палеозойского фундамента на территории Туркмении (по геофизическим данным). — Мат-лы по геофизическим исследованиям. Л.: ВСЕГЕИ, 1964. С. 13–30. (Тр. ВСЕГЕИ. 1964. Новая серия. Т. 104).
5. Голубовский В.А. Скифско-Туранская плита, принципы разделения фундамента и чехла // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. 56. № 1. С. 16–29.
6. Жолтаев Г.Ж., Исканиев К.О., Битеуова С.А. Региональное строение палеозойских отложений Мангышлака // Геология, география и глобальная энергия. 2019. Т. 72. № 1. С. 7–15.
7. Князев В.С., Чарыгин А.М., Шнип О.А., Султанова М.Ф. Последовательность образования магматических комплексов фундамента Туранской плиты. — В кн.: *Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью*. — Под ред. А.А. Бакирова — М.: Недра, 1970. С. 5–15.
8. Князев В.С., Флоренский П.В., Чарыгин А.М., Шнип О.А. Метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы складчатого фундамента Туранской плиты. — В кн.: *Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью*. — Под ред. А.А. Бакирова — М.: Недра, 1970. С. 16–54.
9. Князев В.С., Титова Г.М., Шнип О.А. Метаморфические породы фундамента Туркменской антиклизы — М.: МИНХиГП, 1977. С. 15–20.
10. Кожяхмет К.А., Дастанулы Н. Литология и коллекторские свойства промежуточного комплекса Арало-Каспийского региона // Геология и охрана недр. 2013. Т. 46. № 1. С. 43–46.
11. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 3–40. <https://doi.org/10.31857/S0016853X2104010X>
12. Кунин Н.Я. Промежуточный структурный этаж Туранской плиты. — М.: Недра, 1974. 264 с.
13. Куприн П.Н. Возраст и структура фундамента Карабогазского свода // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219. № 6. С. 1445–1448.
14. Куприн П.Н. Магматические породы фундамента Южного Мангышлака // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262. № 2. С. 387–391.

15. Куприн П.Н., Мирзаханов М.К. Новые данные о строении фундамента Южного Прикарабагазья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1962. Т. 37. Вып. 2. С. 5–23.
16. Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Хераскова Т.Н. Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования. — М.: ГЕОС, 2010. 64 с.
17. Летавин А.И. Фундамент молодой платформы юга СССР. — М.: Наука, 1987. 152 с.
18. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. — М.: Высшая школа, 1974. Изд. 2-е. 348 с.
19. Негрей Е.В., Соболев Р.Н. Семейство лейкогранитов. — В кн.: *Магматические горные породы*. — Под ред. О.А. Богатинова — М.: Наука, 1983. Ч. 2. 320 с.
20. Попков В.И., Янаскурт О.В., Демидов А.А. Особенности строения фундамента Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 135–143.
21. Попков В.И., Калинин М.И., Сейфулин Ш.М. Глубинное строение запада Туранской плиты // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 41. С. 939–943.
22. Попков В.И., Попков И.В. Структурно-формационная характеристика верхнепалеозойских отложений запада Туранской плиты // Геология, география и глобальная энергия. 2019. Т. 75. № 4. С. 9–17.
23. Попков В.И., Попков И.В. Тектоническое районирование и внутренняя структура фундамента Скифско-Туранской платформы // Геология, география и глобальная энергия. 2021. Т. 80. № 1. С. 24–32.
24. Попков В.И., Янаскурт О.В., Демидов А.А. Возраст пород фундамента Южного Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 10. С. 125–128.
25. Abbo A., Avigad D., Gerdes A. Crustal evolution of Peri-Gondwana crust into present day Europe: The Serbo-Macedonian and Rhodope massifs as a case study // *Lithos*. 2020. Vol. 356–357. P. 105295. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105295>
26. Balintoni I., Balica C. Peri-Amazonian provenance of the Euxinic Craton components in Dobrogea and of the North Dobrogean Orogen components (Romania): A detrital zircon study // *Precambrian Research*. 2016. Vol. 278. P. 34–51. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.03.008>
27. Balintoni I., Balica C., Ducea M.N., Hann H.-P. Peri-Gondwanan terranes in the Romanian Carpathians: A review of their spatial distribution, origin, provenance, and evolution // *Geosci. Frontiers*. 2014. Vol. 5. P. 395–411. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.09.002>
28. Balintoni I., Balica C., Seghdi A., Ducea M.N. Peri-Amazonian provenance of the Central Dobrogea terrane (Romania) attested by U/Pb detrital zircon age patterns // *Geologica Carpatica*. 2011. Vol. 62. No. 4. P. 299–307. <https://doi.org/10.2478/v10096-011-0023-x>
29. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Research*. 2008. Vol. 160. No. 1–2. P. 23–45.
30. Bonev N., Ovtcharova-Schaltegger M., Moritz R., Marchev P., Ulianov A. Peri-Gondwanan Ordovician crustal fragments in the high-grade basement of the Eastern Rhodope Massif, Bulgaria: evidence from U–Pb LA-ICP-MS zircon geochronology and geochemistry // *Geodinamica Acta*. 2013. Vol. 26. Is. 3–4. P. 207–229. <https://doi.org/10.1080/09853111.2013.858942>
31. Horton B.K., Hassanzadeh J., Stockli D.F., Axen G.J., Gillis R.J., Guest B., Amini A., Fakhari M.D., Zamanzadeh S.M., Grove M. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics // *Tectonophysics*. 2008. Vol. 451. P. 97–122. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.063>
32. Mayringer F., Treloar P.J., Gerdes A., Finger F., Shengella D. New age data from the Dzirula massif, Georgia: Implications for the evolution of the Caucasian Variscides // *Am. J. Sci.* 2011. Vol. 311. P. 404–441. <https://doi.org/10.2475/05.2011.02>
33. Moghadam H.S., Li X.-H., Griffin W.L., Stern R.J., Thomsen T.B., Meinhold G., Aharipour R., O'Reilly S.Y. Early Paleozoic tectonic reconstruction of Iran: Tales from detrital zircon geochronology // *Lithos*. 2017. Vol. 268–271. P. 87–101. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.00>
34. Nance R.D., Linnemann U. The Rheic Ocean: Origin, evolution, and significance // *GSA Today*. 2009. Vol. 18. No. 12. P. 4–12. <https://doi.org/10.1130/GSATG24A.1>
35. Okay A.I., Altiner D., Kilic A.M. Triassic limestone, turbidite and serpentinite – Cimmeride orogeny in the Central Pontides // *Geol. Magazine*. 2015. Vol. 152. No. 3. P. 460–479. <https://doi.org/10.1017/S0016756814000429>
36. Siehl A. Structural setting and evolution of the Afghan orogenic segment: A review. — In: *Geological Evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range*, Ed.by M.-F. Brunet, T. McCann, E.R. Sobel, (Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2015. Vol. 427), P. 57–88. <https://doi.org/10.1144/SP427.8>
37. Somin M. Pre-Jurassic basement of the Greater Caucasus: Brief overview // *Turkish J. Earth Sci.* 2011. Vol. 20. P. 545–610. <https://doi.org/10.3906/yer-1008-6>
38. Stampfli G.M., Hochard C., Verard C., Wilhem C., von Raumer J. The formation of Pangea // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 595. No. 8. P. 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.037>
39. Stephan T., Kroner U., Romer R.L. The pre-orogenic detrital zircon record of the Peri-Gondwanan crust // *Geol. Magazine*. 2019. Vol. 156. No.2. P. 281–307. <https://doi.org/10.1017/S0016756818000031>
40. Torsvik T.H. Earth history: A journey in time and space from base to top // *Tectonophysics*. 2019. Vol. 760. P. 293–313. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.09.009>
41. Zlatkin O., Avigad D., Gerdes A. Evolution and provenance of Neoproterozoic basement and Lower Paleozoic siliciclastic cover of the Menderes Massif (Western Taurides): Coupled U–Pb–Hf zircon isotope geochemistry // *Gondwana Research*. 2013. Vol. 23. P. 682–700. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.006>

Tectonics of Basement of the Karabogaz Arch (Turan Plate)

V. I. Popkov^{a, *}, I. V. Popkov^a

^a*Kuban State University, bld. 149, Stavropol str., 350040 Krasnodar, Russia*

^{*}*e-mail: geoskubsu@mail.ru*

The Karabogaz geoblock is interpreted by many researchers as an array with Precambrian Sialic crust, enclosed in the body of a young Epigercine Turanian platform. The present paper highlights the results of a detailed study of the material composition of igneous and metamorphic rocks of the foundation of the massif, opened by deep wells. For the dissection and correlation of the sections, the materials of geophysical studies of wells, including all types of logging, were used. A special place belongs to the microscopic study of rocks in order to determine their composition and genesis, the degree of post-sedimentation transformations. Information on the determination of the absolute age of rocks, paleontological definitions are involved. The results of the work of our predecessors have been studied and critically analyzed. It is established that there are no direct indications of the presence of continental crust older than the Paleozoic age in the basement of the Prikarabogazye region. The metamorphic rocks known here are primarily sedimentary and volcanogenic-sedimentary deposits, transformed at the stage of green-shale regional metamorphism. They are broken by intrusions of the granitoid series of the final stages of the Hercynian tectogenesis. In areas close to intrusions, the degree of secondary changes in metamorphic rocks increases due to thermal impact. Amphibolites of this region are orthopporods, are in close association with primary terrigenous deposits and were subsequently metamorphosed together with them in the greenschist facies of regional metamorphism. The gneisses known here are marginal facies of granitoid pluton, formed as a result of metasomatic processing of the host strata (protomagmatic gneiss). It seems more preferable to consider the Karabogaz geoblock as the Hercynian meganticlinorium of the young platform. The latter does not exclude the possibility of the presence of fragments of older crust in its composition.

Keywords: Turan plate, Karabogaz geoblock, metamorphic rocks, granitoid intrusions, basement, Paleozoic, Precambrian, Hercynides