

NEWS

OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

SERIES OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

ISSN 2224-5278

Volume 5, Number 419 (2016), 34 – 49

V. G. Stepanec

RCMIR_COM, Germany

**GEODYNAMIC POSITION
OF THE TEKURMAS ACCRETIONARY PRISM OPHIOLITES
(CENTRAL KAZAKHSTAN). Part 1**

Abstract. The article describes the geodynamic position Lower Paleozoic ophiolites of the Tekurmas accretionary prism. The facies analysis paleontological, lithological and geochemical data provide the basic information what ophiolites Tekurmas accretionary prism formed above a subduction zone prior to the formation of Euramerica the Devonian active continental margin. Lateral structural row along the north-eastern outskirts of Euramerica during the Devonian included: non-volcanic (Tekurmas accretionary prism) relatively narrow island arc – Nura-Karasor forearc basin – Devonian volcanic-plutonic belt – Shiderty back-arc basin. Such lateral series may well reflect the structure of marginal-continental subduction zone of the Andean-type, where for the upper Ordovician and Silurian the sub oceanic plate subducts beneath under transitional or thinning of subcontinental crust Early Paleozoic stage of stabilization. The Ophiolite Terrane of the Tekurmas accretionary prism composes blocks sealed Upper Ordovician and Lower Silurian olistostromes, which is caused by the formation of the descent of the Atasu-Mointy and Saryarka tectonic plates in the subduction zone Panthalassa. As part of the tectonic sheets meet ophiolites counterparts' fore-arc basins, primitive island arcs such as Marian-type, back-arc spreading basins, mature island arcs and continental margins.

Keywords: Kazakhstan, ophiolites, accretionary prism, Late Paleozoic, island arc.

УДК 551.24:/56:551.732/.733 (374.3)

В. Г. Степанец

RCMIR_COM, Germany.

E-mail: wladimir@stepanez.de

**ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОФИОЛИТОВ
ТЕКТУРМАССКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН). Часть 1**

Аннотация. Рассмотрена геодинамическая позиция офиолитов нижнего палеозоя в составе Тектурмасской аккреционной призмы. На основе анализа палеонтологических, литологических и петрогеохимических данных доказывается, что офиолиты Тектурмасской аккреционной призмы формировались над зоной субдукции до начала формирования девонской активной континентальной окраины Евразии. Латеральный структурный ряд вдоль северо-восточной окраины Евразии на протяжении девона включал в себя: невулканическую (Тектурмасскую аккреционную призму) относительно узкую островную дугу – Нурунско-Карасорский преддуговой прогиб – Девонский вулканоплутонический пояс – Шидертинский задуговой бассейн. Такой латеральный ряд вполне может отражать строение окраинно-материковой зоны субдукции андского типа, где на протяжении верхнего ордовика и силура происходило пододвигание кембрийской субокеанической плиты под переходную или утоненную субконтинентальную кору раннепалеозойского этапа стабилизации. Террейны разноформационных офиолитов Тектурмасской аккреционной призмы слагают бескорневые тела, запечатанные верхнеордовикской и нижнесилурийской олистостромой, образование которой

обусловлено схождением Атасу-Моинтинской и Сарыаркинской тектонических плит в зоне субдукции Панталасса. В составе тектонических покровов встречаются офиолиты аналогов преддуговых бассейнов, примитивных островных дуг марианского типа, задуговых спрединговых бассейнов и зрелых островных дуг.

Ключевые слова: Казахстан, офиолиты, аккреционная призма, нижний палеозой, островная дуга.

Введение. История геологической изученности района гор Тектурмас насчитывает не один десяток лет. Первые сведения о строении гор Тектурмас были получены А. А. Богдановым [1] в процессе изучения геологического строения южной и западной окраин Карагандинского угольного бассейна. Он объединил кремнисто-вулканогенные отложения гор Тектурмас в уртынджалскую серию состоящую, из двух свит, карамурунской базальтоидной и тектурмасской кремнисто-терригенной.

Последовательность, составов и возраст этих отложений обсуждались неоднократно многими геологами и прежде всего в работах В. Ф. Беспалова [2, 3], Н. П. Четвериковой [4], Р. М. Антонюка [5-7], Н. А. Афоничева [8], Б. Б. Назарова [9], Ю. А. Зайцева [10].

Особо следует отметить кропотливую работу Л. А. Курковской, Н. А. Герасимовой и М. З. Новиковой [11-13] в поисках конодонтов в кремнистых фациях гор Тектурмас, Сарытау, Аркалык. Обнаруженные ими конодонты позволили несколько усовершенствовать общую схему строения региона, предложенную ранее А. А. Богдановым [1].

Новые находки конодонтов позволили им построить, на первый взгляд, непротиворечивую стратиграфическую схему строения осадочных, осадочно-вулканогенных отложений столь сложного в тектоническом плане района, которая согласовывалась с современной парадигмой в геологии – тектоникой плит. Одним из основных ее элементов является офиолитовая ассоциация, которая многими геологами (14, 15, 5 и многие другие) в покровно-складчатых структурах современных континентов сопоставляется с океанической корой геологического прошлого. Особо следует упомянуть о выделении олистостромовых комплексов в пределах гор Тектурмас и Аркалык [13].

Перидотиты, габброиды, их метаморфиты, гранитоиды, ассоциирующие с вулканитами карамурунской и яшмами тектурмасской свит, неоднократно изучались Н. Ф. Трусовой [16], Н. П. Михайловым и В. Н. Москалевой [17], Р. А. Антонюком [5], И. Е. Кузнецовым [18], Ю. А. Зайцевым [19], Л. Л. Германом [20], В. Г. Степанцом [21-23].

Учитывая современные направления в геодинамике, Р. М. Антонюк [5] еще в начале семидесятых годов прошлого столетия сопоставил породы офиолитовой ассоциации гор Тектурмас с океанической корой геологического прошлого. Впервые для Казахстана он отнес габбро-перидотиты офиолитовой ассоциации к серпентинитовому меланжу и сопоставил его с меланократовым океаническим фундаментом. В настоящее время Р. М. Антонюк [7] несколько усовершенствовал геодинамическую модель формирования Тектурмасского офиолитового пояса, рассматривая его как шовную полихронную покровно-складчатую структуру, в составе которой тектонически совмещены фрагменты двух офиолитовых зон. В Сарытау-Тектурмасской зоне в меланже им выделяются фрагменты палеоокеанической коры открытой части океана и океанических островов, в пределах Базарбайской зоны фрагменты океанической коры глубоководной впадины окраинно-морского бассейна.

Развивая теорию геосинклинального развития палеозоид Центрального Казахстана Ю. А. Зайцев [19, 24] рассматривает офиолиты Тектурмаса как результат деструкции и базификации континентальной коры и внедрение ультраосновной и основной магм, что привело к новообразованию квазиокеанической коры.

Позднее это направление нашло отражение в диссертации А. С. Якубчука [25], где он сопоставил вулканиты карамурунской свиты Тектурмасской офиолитовой зоны с базальтами энсалического окраинного бассейна Южных Шетландских островов.

Существующая схема последовательности верхних членов офиолитовой ассоциации, описанная в работе И. Ф. Никитина [26], отражает широкий возрастной интервал вулканитов карамурунской свиты в объеме $O_1fl^2-O_2da^3$, а возраст силицитов тектурмасской свиты определяется только в объеме O_3sa .

Мощность тектурмасских яшм оценивается около 200 м, что значительно превышает мощность интенсивно конденсированных силицитов, описанных в других аккреционных призмах

Центрального Казахстана [27-30]. Тогда как в первичных материалах Л. А. Курковской, приведенных в диссертации А. С. Якубчука [25], их возраст значительно шире, а нижняя граница опускается до позднего дарривила включительно. То есть нижняя граница яшм синхронна верхам разреза карамурунских базальтов, что характерно и для других офиолитовых ассоциаций аккреционных призм Центрального Казахстана [27-29].

Выполненная автором корреляция списков конодонтов, палеомагнитных, петрохимических данных базальтов, диабазов, габброидов и перидотитов полимиктового серпентинитового меланжа района гор Тектурмас, позволила в составе одноименной аккреционной призмы выделить офиолиты аналогов преддуговых бассейнов, примитивных островных дуг марианского типа, задуговых спрединговых бассейнов и зрелых островных дуг.

Ниже будут приведены доказательства столь дробного формационного расчленения офиолитов Тектурмасской аккреционной призмы и прилегающих к ней структур.

Тектоническое положение. Тектурмасская аккреционная призма находится на северо-западе Жонгаро-Балхашской складчатой системы, где прослеживается на 350 км вдоль субширотной ветви Девонского вулканоплутонического пояса и обрамляет с юга Нуринско-Карасорский преддуговой прогиб (рисунок 1а).

На юго-западном фланге в горах Аркалык-Сарытау и Тортаульской ложбины (рисунок 1а (4, 5)) аккреционная призма круто надвинута на складчатые вулканогенно-осадочные отложения Нуринско-Карасорского преддугового прогиба, в основании которого обнажаются Базарбайские офиолиты, на восточном фланге плоскость надвига в районе гор Нурчекен и Сарыкулбалды (рисунок 1а (6, 7)) выполаживается до горизонтального положения.

С юго-востока на аккреционную призму надвинуты терригенные отложения Жаман-Сарысуйского окраинного моря, в основании которых вскрываются мощные разрезы турбидитов, наполненных глубоководными кремнистыми фациями.

Геологическое строение и вещественный состав. Паравтохтонные и автохтонные образования. Сарытауская олистостромовая толща. Впервые была описана Н. А. Герасимовой и М. З. Новиковой [12, 13] и частично соответствует литологическому составу тектурмасской свиты в понимании А. А. Богданова [1], Р. М. Антонюка [31, 5]. Сарытауская олистострома является составной частью неоднократно тектонизированного покровно-олистостромового комплекса Тектурмасской аккреционной призмы. В пределах Краснополянского сектора (рисунок 1б) подошва и кровля олистостромовой толщи достоверно не установлены.

Матрикс олистостромы сложен алевритисто-глинистым и алевро-песчанистым материалом, который неоднократно перемыт и рассланцован, нередко отмечаются оползневые текстуры. Также присутствуют пестроокрашенные алевролиты, глинистые сланцы, кремнистые алевролиты, туфоалевролиты, пачки осадочных брекчий, туффиты и пепловые туфы.

Олистострома содержит олистолиты и олистоплаки яшм, микрокварцитов, базальтов, габброидов, метаморфизованных перидотитов и серпентинитового меланжа, ранее рассматриваемые как составные части единой тектурмасской офиолитовой ассоциации [12, 25].

Пере́мыв плутонических пород офиолитового комплекса, подтверждается присутствием мелких обломков хромитов, очень высокими содержаниями хрома [25] и мелкими обломками серпентинитов [5] в матриксе олистостромы.

Матрикс олистостромы северней гряды Сарытау и в районе гор Дуана-Корасы (рисунок 1г) охарактеризован позднеордовикскими конодонтами: *Periodon grandis* (Ethington), *Drepanodus suberectus* (Branson&Mehl). Севернее гряды Сарытау у реки Сулу в матриксе олистостромы на двух стратиграфических уровнях встречены раннесилурийские граптолиты зоны *Coronograptus gregarius* и пограничного интервала между зонами *Coronograptus gregarius* и *Monograptus convolutus* [13].

Базарбайский комплекс. Базарбайский комплекс впервые выделен М. Н. Новиковой и ее коллегами при непосредственном участии автора [21] из состава Тектурмасской офиолитовой зоны [12].

Редуцированные разрезы пород базарбайского комплекса наиболее хорошо обнажены в районе развалов Базарбай (рисунок 1г), гор Кенеспай, где они широкой полосой северо-восточного простирания прослеживаются вдоль юго-восточного борта Нуринско-Карасорского преддугового бассейна.

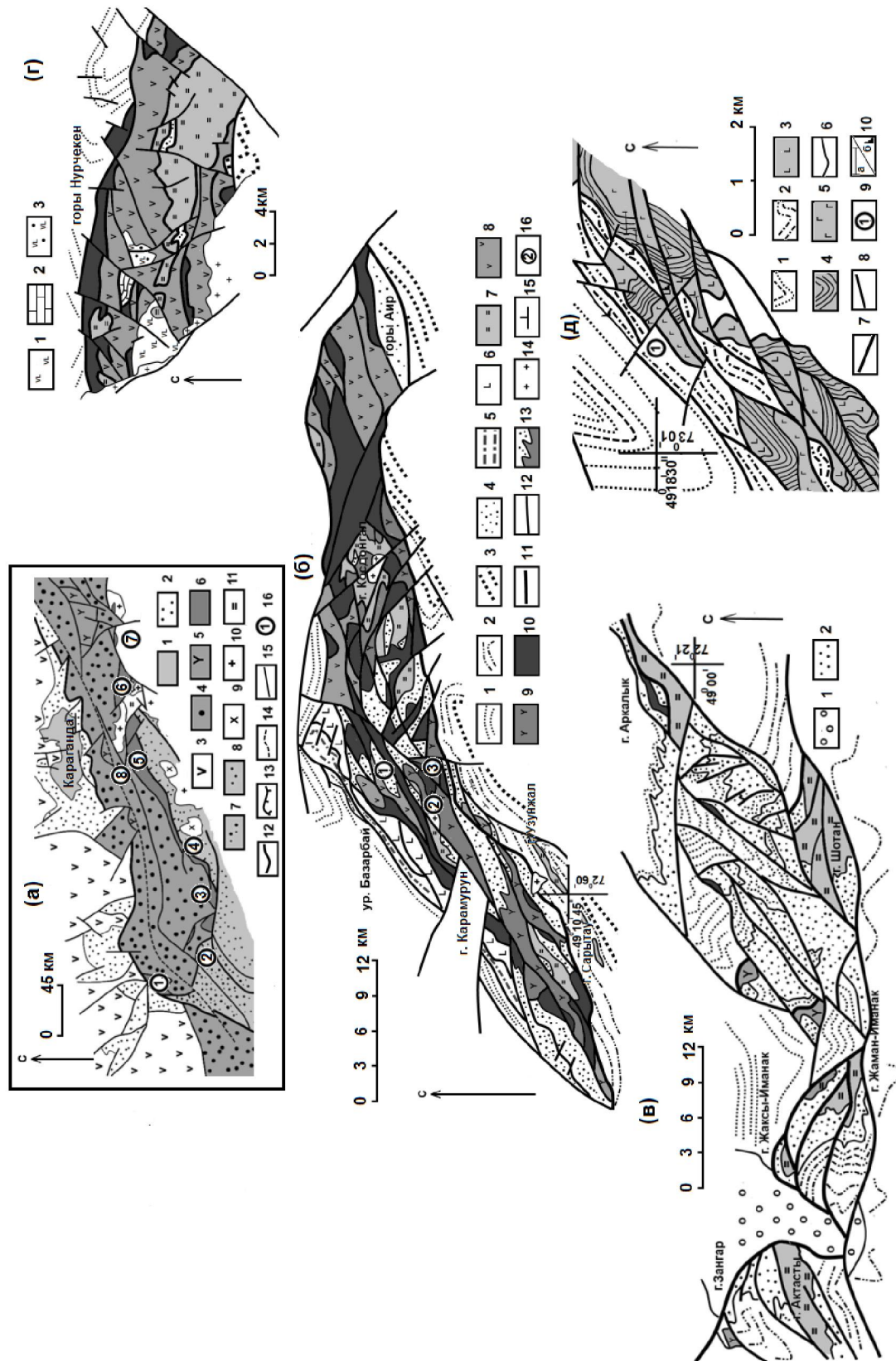


Рисунок 1 –

а – Геодинамическая схема активной континентальной окраины северной части Жонгаро-Балхашской складчатой системы, построена автором по материалам [32].
1 – мезозойский чехол (J); 2 – углисто-терригенно-карбонатные отложения (D_3-C_2); 3 – Девонский вулканоплутонический пояс (D_{1-2}); 4 – образования преддугового Нуриинско-Карасорского бассейна (O_3-D_3); 5 – Байдаулетовская активная континентальная окраина ($O_{2,3}$); 6 – аккреционная призма; 7-8 – отложения Жаман-Сарысуйского окраинного моря; 7 – турбидиты Атасуйской зоны, 8 – терригенная флиш; 9 – гранодиориты среднего девона; 10 – гранитоиды среднего карбона; 11 – риолиты и риодациты Успенского внутриконтинентального рифта; 12 – Карагандинский надвиг; 13 – Тектурмасский надвиг; 14 – зона смятия; 15 – разломы; 16 – географические пункты: 1 – г. Сатыбай, 2 – г. Актасты, 3 – г. Жаман-Иманак, 4 – г. Аркалык, 5 – Тортаульская ложбина, 6 – г. Нурчекен, 7 – г. Сарыкулбалды, 8 – у. Базарбай.

б – Геологическая схема Краснополянского сегмента (координаты тригопункта Карамурун: $49^{\circ}15' \text{ с.ш.}, 73^{\circ}10' \text{ в.д.}$) Тектурмасской аккреционной призмы, составлена с использованием материалов Н. А. Герасимовой, М. З. Новиковой, Л. Л. Германа и личных наблюдений автора (1987–1990 гг.).
1 – Зеленоцветная терригенная ермекская свита нижнего силура Нуриинско-Кара сорского преддугового прогиба; 2 – вероятно, верхнеордовикские зеленоцветные терригенные отложения с протяженными олистоплаками яшм и 3 – терригенные силурийские отложения Сарысуйского окраинного моря; 4 – олистостромы сарытауской свиты (O_3-S_1); 5 – кремнисто-туфоогенно-терригенная базарбайская свита ($O_3sa^1-S_1$); 6 – базальты кузекской свиты (O_3sa^1), в основании диабазы, кератофиры и расслоенный габбро-плаггиогранитный комплекс; 7 – тектурмасские силициты ($O_2da^3-O_3sa$); 8 – дуана-корасьские базальты ($O_2da^3-O_3sa$); 9 – карамурунские базальты (O_2da^3); 10 – серпентинитовый меланж; 11 – надвиг; 12 – тектонические нарушения; 13 – геологические границы; 14 – диориты и габбро-диориты ($C_{2,3}$); 15 – элементы залегания; 16 – цифрами обозначены: 1 – г. Дуана-Корасы, 2 – горы Тектурмас ($49,16^{\circ} \text{ с.ш.}, 73,2^{\circ} \text{ в.д.}$), 3 – Тортаульская ложбина.

в – Геологическая схема района горы Нурчекен, составлена по материалам Е. Ю. Барабошкина, А. Ф. Читалина и А. С. Якубчука с упрощениями автора.
1 – орогенные вулканиды (C_{1-2}); 2 – известняки и известковистые алевролиты (D_3fm-C_1t); 3 – андезиты-дациты ($D_{2,3}$).

г – Геологическая схема района гор Актасты и Аркалык, составлена по материалам М. З. Новиковой, А. С. Якубчука.
1 – терригенные отложения ($D_{2,3}$); 2 – карашакская олистострома (O_3).

д – Геологическая схема района развалин Базарбай, составлена по материалам Л. Л. Германа, Н. А. Герасимовой, М.З. Новиковой, А. С. Якубчука и личных наблюдений автора.
1 – ермекская свита (S_1); 2 – базарбайская свита ($O_3sa^1-S_1$); 3-5 – базарбайский комплекс: 3 – кузекская свита (O_3sa), 4 – дайково-силловый комплекс, 5 – габбро-плаггиогранитный комплекс; 6 – геологические границы; 7 – надвиги; 8 – разломы; 9 – географические пункты: 1 – развалины Базарбая; 10а – места отбора ориентированных образцов на палеомагнитные исследования; 10б – места находок конодонтов.

Figure 1 –

a – Geodynamic scheme of active continental margin of northern part of Zhongar-Balkhash-fold system modified from [32].
1 – Mesozoic cover (J); 2 – coals, siliciclastic and carbonate sediments (D_3-C_2); 3 – Devonian volcano-plutonic belt (D_{1-2}); 4 – Deposits of forearc Nura-Karasar basin (O_3-D_3); 5 – Baydaulet active continental margin ($O_{2,3}$); 6 – accretionary prism; 7-8 – deposits of Jaman-Sarysu marginal basin: 7 – turbidites of Atasu Zone, 8 – siliciclastic turbidites; 9 – Middle Devonian granodiorites; 10 – Middle Carboniferous granitoides; 11 – rhyolites and rhyodacites of Uspenka intracontinental rift; 12 – Karaganda thrust fault; 13 – Tekturmas thrust fault; 14 – fault zone, 15 – faults; 16 – topographical features: 1 – Satybai Mountains, 2 – Aktasty Mountains, 3 – Jaman-Imanak Mountains, 4 – Arkalyk Mountains, 5 – Tortaul shallow gully, 6 – Nurcheken Mountains, 7 – Sarykulbaldy Mountains, 8 – Bazarbai.

б – Geological scheme of Krasnopolyanski segment (coordinates: $49^{\circ}15' \text{ N}, 73^{\circ}10' \text{ E}$) of Tekturmas accretionary prism, after N. A. Gerasimova, M. Z. Novikova, L. L. Herman and author's personal field observations (1987–1990 years).
1 – Lower Silurian siliciclastic Ermek Formation Nura-Karasar forearc basin; 2 – presumably Upper Ordovician siliciclastic sediments with large olistoliths of radiolarian charts; 3 – Silurian siliciclastic sediments of Sarysu marginal basin; 4 – olistostrome complex of Sarytau Formation (O_3-S_1); 5 – volcanoclastic Bazarbai Formation ($O_3sa^1-S_1$); 6 – basalts of Kuzek Formation (O_3sa^1), with diabase at the base, followed by keratophyres and layered gabbro-plagiogranite complex; 7 – silicites ($O_2da^3-O_3sa$); 8 – Duana-Korasy basalts ($O_2da^3-O_3sa$); 9 – Karamurun basalts (O_2da^3); 10 – serpentinite melange; 11 – thrust; 12 – tectonic faults; 13 – geological boundaries; 14 – diorites and gabbro-diorites ($C_{2,3}$); 15 – dip and strike; 16 – topographical features: 1 – Duana-Korasy mountains, 2 – Tekturmas mountains ($49^{\circ}16' \text{ N}, 73^{\circ}2' \text{ E.}$), 3 – Tortaul valley.

в – Geological scheme of the area of Nurcheken Mountains, after E. J. Baraboshkina, A. F. Chitalin and A.S. Yakubchuk (unpublished) with emendations.
1 – orogenic volcanics (C_{1-2}); 2 – limestones and calcareous siltstones (D_3fm-C_1t); 3 – andesite-dacites ($D_{2,3}$).

г – Geological scheme of Aktasty and Arkalyk mountains area, after M. Z. Novikova, A. S. Yakubchuk (unpublished).
1 – clastic sediments ($D_{2,3}$); 2 – Karashoshak olistostromes (O_3).

д – Geological scheme of area in vicinity of Bazarbai abandoned settlement, after on L. L. Herman, N. A. Gerasimova, M. Z. Novikova, A. S. Yakubchuk (unpublished) and personal author's observations.
1 – Ermek Formation (S_1); 2 – Bazarbai Formation ($O_3sa^1-S_1$); 3-5 – Bazarbai complex: 3 – Kuzek Formation (O_3sa), 4 – dike-sill complex, 5 – gabbro-plagiogranite complex; 6 – geological boundaries; 7 – thrusts; 8 – faults; 9 – geographical features: 1 – Bazarbai ruins; 10a – the selection of a place oriented samples on paleomagnetic studies; 10b – the place finds of conodonts.

Учитывая сложную тектоническую обстановку прилегающих с юго-востока структур Тектурмасской аккреционной призмы и недостаточную изученность этой части района, автор относит к базарбайскому комплексу только те участки, где встречаются совместно породы расслоенного габбро-диорит-плагиигранитного комплекса, сменяющегося кератофиристо-диабазовым дайково-силловым комплексом, который непосредственно контактирует с пиллоу-лавами кузекской свиты (см. ниже).

Включение в состав базарбайского комплекса динамометаморфизованных серпентинитов гарцбургитового и дунитового составов, учитывая их петрохимическое сходство с таковыми Тектурмасской аккреционной призмы [12], ставится под сомнение. Однако развитие бирбиритовой коры выветривания по серпентинитам в пределах данной структуры не исключает их отличие от серпентинитов Тектурмасской аккреционной призмы. Разрешить эту проблему мог бы состав хромитов, встречающихся юго-восточнее ур. Базарбай, однако, их состав изучен не был.

Расслоенный комплекс. Его разрез наиболее полно сохранился в пределах массива Базарбай [21, 33, 12, 25], где его мощность достигает 800 м. Основание разреза сложено габбро-амфиболитами, которые постепенно сменяются офитовыми габбро. В верхней части разреза обособляются прослои анортозитов и небольшие линзовидные тела плагиигранитов. В этой части разреза встречаются отдельные силлы диабазов, которые выше сменяются сплошным роем силлов (рисунок 1д). Плагииграниты, по данным Л. Л. Германа [33], изменяются по составу от роговообманковых кварцевых диоритов до лейкократовых гранитов.

Дайково-силловый комплекс. Впервые в данном районе был выделен в 1987 г. Л. Л. Германом и В. Г. Степанцом в совместном маршруте и позднее продемонстрирован участникам петрографического совещания [21], впоследствии его выходы были закартированы на всех участках распространения базарбайского комплекса [33, 12].

В составе комплекса резко преобладают силлы долеритов (95 %), реже встречаются кератофиры (5 %). Зоны закала обнаружены только с одной стороны тел долеритов и обращены к подошве массива, т.е. силлы наслаивались снизу вверх по разрезу. Мощность сплошного роя силлов достигает 500 м. Сплошной рой силлов долеритов залегает между габброидами и пиллоу-базальтами кузекской свиты.

В верхней части роя обособляются силлы кератофиристов и кварцевых кератофиристов, образующие ритм мощностью до 120 м. Они содержат ксенолиты долеритов и, следовательно, внедрились позже них и, в свою очередь, также прорываются диабазами. Отдельные мощные тела кератофиристов проникают в основание разреза пиллоу-базальтов, а силлы долеритов прорывают габброиды расслоенного комплекса. Мощность отдельно взятых силлов не превышает 30 см.

А. С. Якубчук [33] в южной части массива Базарбай выполнил замеры ориентировки тел диабазов, в результате которых были выявлены кроме силлов и дайки. Наиболее часто дайки обнаруживаются в верхах роя силлов, примыкающего к подошве толщи пиллоу-лав.

Кузекская свита, выделена М. З. Новиковой [12] из состава базарбайской свиты [5]. В ур. Базарбай подошва пиллоу-лав контактирует с долеритами дайково-силлового комплекса. Силлы, слагающие отдельные тела долеритов, прорывают пиллоу-базальты.

Контакты с перекрывающей ее базарбайской свитой, как правило, тектонические. Только в отдельных случаях фиксируется налегание базарбайской свиты с линзовидным горизонтом базальных конгломератов на базальты кузекской свиты.

Кузекская свита сложена афировыми пиллоу-базальтами, базальтовыми андезитами, трахибазальтами, базальтовыми трахиандезитами, трахиандезитами, однородными диабазами и долеритами с редкими линзовидными прослоями туффитов и красных кремнистых алевролитов, содержащими позднеордовикские сандбские конодонты: *Periodon aculeatus* Hadding, *Pygodus anserinus* Lamont & Lindstrom [12]. Видимая мощность кузекской свиты оценивается от 200 до 700 м.

Базарбайская свита. Вскрывается в юго-восточном борту Нуринско-Карасорского преддугового прогиба (рисунок 1а), где образует систему тектонических покровов, шарьированных на магматические разрезы Базарбайского комплекса, реже они встречаются в пределах Тектурмасской аккреционной призмы.

Базарбайская кремнисто-туфогенно-терригенная свита на отдельных участках с размывом залегает на вулканитах кузекской свиты и согласно перекрывается терригенными отложениями ермекской свиты раннего силура [21, 12].

Основание свиты сложено зелеными туфогенными песчаниками с линзами базальных конгломератов, а выше прослаиваются красные и вишнево-красные глинистые и пеплистые яшмы, кремнистые алевролиты, мелкообломочные, пеплистые туфы дацитового, реже риолитового состава, а в самых верхах появляются пеплистые туфы среднего и основного состава. Мощность этой пачки не превышает 150 м.

Выше залегает мощный горизонт (до 170 м) пеплистых, глинистых яшм с конодонтами: *Periodon grandis* (Ethington), *Panderodus mutatus* (Branson & Mehl), *Scabbardella cf. altipes* (Henningmoen), прослоенных редкими горизонтами кремнистых алевролитов и пеплистых туфов кислого состава

Завершает разрез толща (350 м) переслаивающихся туфогенных песчаников, прослоенных горизонтами пепловых туфов кислого состава, туфоалевролитами. Выше по разрезу увеличивается количество пепловых туфов андезитового и андезибазальтового состава, а завершают разрез известковистые песчаники и алевролиты с среднеландоверийскими граптолитами зоны *Coronograptus gregarius*.

Юго-западнее гор Сарытау в районе гор Аркалык и Шотан, западнее гор Жаман-и Жаксы-Иманак (рисунок 1г) также вскрываются разрезы сарытауской олистостромы, выделяемые А. С. Якубчуком [25] в Аркалыкский сегмент.

Здесь в горах Жаман-Иманак отчетливо наблюдается налегание сарытауской олистостромы на верхнеордовикские зеленоцветные терригенные отложения Сарысуйского окраинного моря. Северной гор Шотан можно предположить налегание зеленоцветных терригенных отложений ермекской свиты нижнего силура на хаотический комплекс сарытауской свиты.

Аллохтонные комплексы. *Тектурмасский полимиктовый серпентинитовый меланж.* Состав и строение полимиктового серпентинитового меланжа неоднократно описан в работах [5, 34, 12, 20, 21, 25, 7].

Серпентинитовый меланж является неотъемлемой составной частью Тектурмасской аккреционной призмы (рисунок 1в) и повсеместно сопряжен с выходами сарытауской олистостромы. Матрикс меланжа сложен интенсивно серпентинизированными и динамометаморфизованными лизардитовыми и хризотил-лизардитовыми апогарцбургитами, в который закатаны разновеликие блоки и будин дунитов, шпинелевых и плагиоклазовых лерцолитов, жильных пироксенитов, также известны разбужденные тела диабазов, габбро-диабазов, габбро, габбро-амфиболитов и родингитизированных по ним пород.

Наряду с породами габбро-перидотитового комплекса в серпентинитовом меланже в районе Тортаульской ложбины встречаются блоки гнейсов, кварцитов, базальтов, яшм и обрывки пород олистостромового комплекса, а у северного подножья гряды Тектурмас описаны протяженные глыбы плагиогранитов, встречаются также сиениты, мигматиты и плагиогранитогнейсы, амфиболиты с голубовато-зеленой роговой обманкой, сиенито-гнейсы с гранатом. У северного подножья гор Тектурмас известны глыбы амфиболитов в парагенезисе с мраморизованными известняками, содержащими онколитоподобные образования и железистые кварциты.

В районе южной гряды Сарытау и южнее ур. Пожарища в серпентинитах встречаются подформные тела хромитов.

Все ранее выдвинутые предположения о горячих контактах перидотитов и габброидов с базальтами карамурунской толщи [18] при ревизии этих соотношений оказались тектоническими [5, 34, 21 и многие другие].

В 1987 г автором восточнее поселка Красная Поляна был описан разрез верхней части расслоенного комплекса, где плагиограниты соприкасались с афировыми базальтами. Позднее этот разрез изучал Л. Л. Герман [35], он двойко объяснил происхождение закаленной фации, что также не позволило решить проблему возраста расслоенного комплекса. Важно отметить, что подобные соотношения отмечены в пределах паравтохтона Караулчеку [27, 23], где плагиограниты являются составной частью преддуговых офиолитов.

Не решают проблему времени образования плутонических офиолитов и цифры абсолютного возраста, полученные К-Аг методом [5], а также и цифры, определенные дисперсионным методом [18], тем более, что их данные расходятся.

В последние годы П. В. Ермоловым была предпринята попытка из гранитоидов гор Тектурмас выделить цирконы, но как показали результаты первых исследований цирконы редкие мелкие и, как правило, корродированные.

Карамурунская толща [5] представлена вулканитами известково-щелочной и абсарокит-шошонитовой серии, их пиллоу-лавы и лавобрекчии, прослоены туфами, туфопесчаниками с линзами гравелитов, разбужинированных, развальцованных яшм и туфосилицитов. В яшмах Тор-таульской ложбины присутствуют верхнедарривилские конодонты: *Periodon aculeatus* (Hadding), *Protopanderodus cf. parvibasis* Lofgren [12, 13].

Вулканиты слагают тектонические покровы и протяженные олистоплаки, запечатанные сарытауской олистостромой. Нижняя граница покровов нередко подстилается серпентинитовым меланжем. На контактах с серпентинитовым меланжем вулканиты расслаиваются и зонально метаморфизованы, а ранее принимаемые за первичные стратиграфические соотношения с базит-гипербазитами [5, 25] на проверку оказались фрагментами олистостромовых фаций или брекчиями доороженного происхождения.

Восточнее горы Косдонгал А. С. Якубчуком [25] описано налегание со стратиграфическим контактом на карамурунские базальты тектурмасских микрокварцитов. Однако, как отмечает автор [25], сам контакт не обнажен, что не дает права утверждать о наличии такового. Силициты перекрываются толщей вишневого алевролитов и зеленоцветных песчаников, среди которых присутствуют обломки яшм. Яшмы в наиболее крупных пластинах смяты в мелкие изоклинные складки, что в принципе исключает обнаружение стратиграфических контактов с вулканитами карамурунской толщи.

В левом борту Тортаульской ложбины среди базальтов встречается рой даек кератофилов мощностью до 10 м [36, 5], на других участках развития вулканитов карамурунской толщи кератофиры встречаются реже. Их родство с базальтами карамурунской толщи определяется величиной изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [5].

Тектонические покровы и олистоплаки вулканитов в составе сарытауской олистостромы, выделяемые в карамурунскую толщу, неоднородны по составу. В горах Сарытау и Тортаульской ложбины (рисунок 1б) олистоплаки карамурунской толщи по петрографическому составу довольно близки и представлены базальтами, трахибазальтами, базальтовыми трахиандезитами, трахиандезитами, базанитами, тефритами, фонотефритами и тефрифенолитами. Тогда как в районе горы Косдонгал и урочище Пожарище встречаются только базальты, базальтовые андезиты, трахибазальты и трахиандезиты, которые, по-видимому, следует выделить в самостоятельную толщу.

Отдельные потоки пиллоу-лав в составе олистоплака достигают 80 м и ограничены линзовидными горизонтами туфосилицитов. Размеры и формы подушек весьма разнообразны, как правило, межшаровые пространства заполнены кремнистым или кремнисто-гематитовым веществом.

Дуана-Корасынская толща обнажается в районе одноименных гор (рисунок 1б), где ее породы слагают протяженную олистоплаку, запечатанную сарытауской олистостромой. Наиболее полный разрез толщи описан М. З. Новиковой [12] на северном склоне г. Дуана-Корасы, который сопоставлялся ею с кузекской свитой. Пиллоу-лавы и лавобрекчии отвечают по составу вулканитам толейтовой и известково-щелочной серии. Базальты, базальтовые андезиты, реже андезиты, трахибазальты и базальтовые трахиандезиты прослоены туффитами, линзами яшмокварцитов, которые смяты в изоклинные складки. Вверх по разрезу увеличивается количество линз яшмокварцитов, завершает разрез пачка зеленых кремнистых туффитов и красных яшм. Мощность толщи достигает 200 м. Также известны блоки пиллоу-базальтов с линзами известняков [25].

На северном склоне г. Дуана-Корасы яшмы, ассоциирующие с пиллоу-лавами, содержат позднедарривилские конодонты: *Periodon aculeatus* (Hadding), *Pygodus serra* (Hadding), а яшмы юго-западных отрогов г. Дуана-Корасы охарактеризованы позднеордовикскими сандбскими конодонтами – *Periodon aculeatus* (Hadding), *Pygodus ancerinus* Lamont & Lindström [12].

По-видимому, аналогичные толщи вскрываются в обрамлении гор Нурчкен (рисунок 1в), которые сложены тектурмасскими силицитами. Здесь интенсивно тектонизированные, смятые в изоклинные складки вулканиты слагают тектонические покровы, надвинутые с севера на серпентинитовый меланж с глыбами габброидов, плагиогранитов и кварцито-гнейсов. В свою очередь покров серпентинитового меланжа шарьирован на зеленоцветные терригенные отложения нижнего силура.

В окрестности гор Нурчекен, по данным О. Е. Беляева [25], скважина на глубине 80 м вскрыла подошву пластины базальтов и вошла в рассланцованные черные известковистые алевролиты, схожие с фаменскими.

Тектурмасская толща. Тектурмасские силициты представлены красными яшмами, микрокварцитами по ним, фтанитами, тяготеющими к основанию разреза, кремнистыми алевролитами, яшмы прослоены темно-вишневыми пеплистыми яшмами и кремнистыми туффитами, реже встречаются кремнеобломочные породы [12]. В яшмах обнаружены позднедарривилские конодонты: *Pygodus serra* (Hadding), *P. ancerinus* Lamont & Lindström [37, 13, 26], фтаниты содержат дарривилские конодонты: *Drepanodus suberectus* (Branson, Mehl) s.f., *Paroistodus cf. originalis* (Sergeeva), *Periodon aculeatus* (Hadding), *Drepanodus arcuatus* Pander, а розово-красные яшмы охарактеризованы позднеордовикскими сандбскими конодонтами: *Pygodus ancerinus* Lamont & Lindström, *Periodon aculeatus* (Hadding) [12].

Силициты слагают олистолиты и олистоплаки в составе сарытауской олистостромы, таковые встречаются и среди терригенной толщи в районе гор Узунжал (рисунок 1б), а также образуют тектонические покровы в горах Донгал, Нурчекен, Косдонгал. Мощность наиболее крупных пластин силицитов достигает 200 м.

Петрогеохимическая характеристика. Тектурмасский полимиктовый серпентинитовый меланж. Состав динамометаморфизованных перидотитов серпентинитового меланжа изменяется в довольно узких пределах, что в целом характерно для дунитов и гарцбургитов офиолитовых комплексов [38]. Преобладают гарцбургиты с довольно низким колебанием Al_2O_3 (0.75–1.87 мас. %). Все серпентиниты характеризуются крайне низкими концентрациями P_2O_5 (0.01–0.11 мас. %), а уровень концентрации CaO не превышает 1.05 мас. %. Отношение $MgO/(MgO+FeO)$ вычислено с переводом Fe_2O_3 в FeO. Средняя величина этого отношения в серпентинитах составляет 0.85–0.86. В низкоглиноземистых серпентинитах это отношение не превышает 0.86, что наиболее свойственно дунитам.

Для лерцолитов Тортаульской ложбины характерны более высокие содержания щелочей (до 1.40 мас. %) и Al_2O_3 (3.42–4.04 мас. %), чем для гарцбургитов.

По характеру накопления Al_2O_3 и CaO (рисунок 2) серпентиниты тяготеют к полю гарцбургитов преддуговых бассейнов, и только отдельные их фигуративные точки, с повышенным содержанием Al_2O_3 , выходят за пределы этого поля. Богатые клинопироксеном гарцбургиты смещаются в область обогащения алюминием. Лерцолиты Тортаульской ложбины, имея сходный тренд с абиссальными перидотитами, выходят за пределы ареала их распространения.

Хромшпинели перидотитов серпентинитового меланжа Тектурмасской аккреционной призмы неоднородны по составу [12]. В районе Красной Поляны, по-видимому, в составе лерцолитов встречается субалюмохроммагнетит и хроммагнетит, таковые известны в составе субщелочных и щелочных мафит-ультрамафитов континентальных рифтов. В этом же районе встречаются и хромпикотиты, что наиболее характерно для перидотитов окраинных морей. Алюмохромит и субферриалюмохромит гор Нурчекен по составу аналогичны таковым из перидотитов преддуговых бассейнов, Рудные кумулятивные хромиты, как правило, встречаются в ассоциации с перидотитами задуговых спрединговых бассейнов. Также присутствует (неопубликованные данные Э. М. Спиридонова) крайне деплетированный по TiO_2 алюмохромит, что позволяет отнести содержащие их перидотиты к надсубдукционным спилит-офиолитам толпакского типа [23].

Клинопироксены тироксенитов габброидов Тортаульской ложбины на ковариантных диаграммах отношений $Al(t)-Ti$, $Ti-Al^{IV}$ (рисунок 3) совпадают с полями клинопироксенов бонинитов, формирование которых геодинамически ограничивается преддуговыми рифтами. На ковариантной диаграмме $Alz-TiO_2$ (рисунок 4а) фигуративные точки клинопироксенов пироксенитов также тяготеют к основанию тренда островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов. По петрохимическому составу они аналогичны островодужным клинопироксенам перидотитов террейна Центральный Толпак Агырек-Арсаланской аккреционной призмы [23].

Габброиды, габбро-диориты, трондъемиты и плагиограниты серпентинитового меланжа, расположенного южнее пос. Красная Поляна, различаются по характеру накопления основных петрогенных компонентов. Общим для основных и средних пород являются низкие концентрации TiO_2 (<0.96 мас. %), P_2O_5 (<0.10 мас. %). Первая группа габброидов расслоенного комплекса представлена породами известково-щелочной серии с явно выраженной натровой специализацией. Для

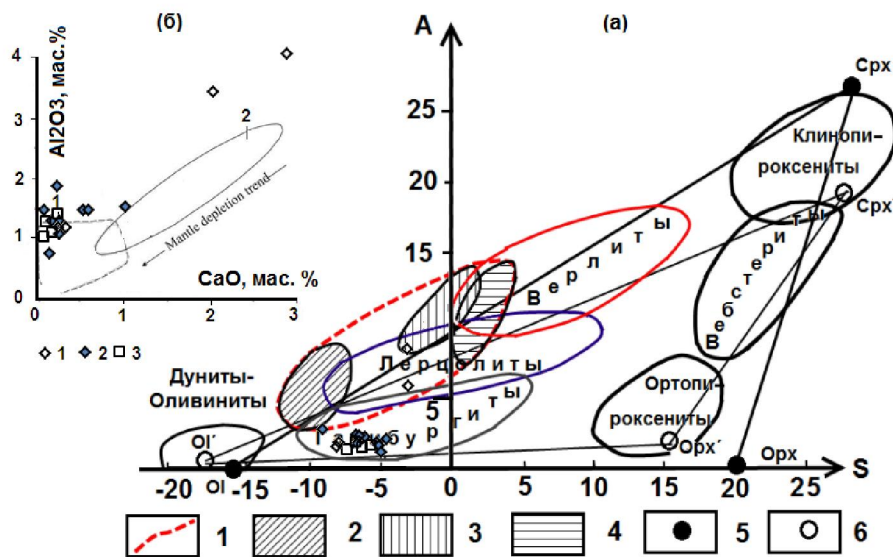


Рисунок 2 –

а – Положение полей статистического распределения химических составов горных видов интрузивных ультраосновных и пикритов в координатах $A(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O) - S(SiO_2-(Fe_2O_3+FeO+MgO+MnO+TiO_2))$, мас % [39].
 1 – поле составов вулканических и гипабиссальных пород семейства пикритов; 2 – меймечиты; 3 – пикриты; 4 – перидотитовые коматииты; 5, 6 – фигуративные точки составов типоморфных породообразующих минералов: 5 – идеальные (нормативные) форстерита, энстатита, диопсида (Ol, Орх, Срх соответственно); 6 – оливина, ромбического пироксена, диаллага (Ol', Орх', Срх' соответственно) из ультраосновных пород, по П. Н. Чирвинскому.

б – Диаграмма Al_2O_3 -CaO для серпентинитов (1, 2) Тектурмасской аккреционной призмы и преддуговых перидотитов (3) Базарбайского комплекса.

Поля: 1 – преддуговые гарцбургиты, 2 – абиссальные перидотиты [40].

Перидотиты: 1 – Тортаульской ложбины, 2 – гор Дуана-Корасы-Тектурмас, 3 – урочища Базарбай.

Figure 2 –

a – Position fields of the statistical distribution of chemical compositions of ultramafic intrusive rock types and picrites in coordinates $A(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O) - S(SiO_2-(Fe_2O_3+FeO+MgO+MnO+TiO_2))$, wt%.
 1 – Field compositions of volcanic and subvolcanic rock picrites family; 2 – meimechites; 3 – picrites; 4 – peridotite komatiites; 5, 6 – figurative points compositions typomorphic of minerals: 5 – ideal (normative) forsterite, enstatite, diopside (Ol, Opx, Cpx respectively); 6 – olivine, rhombic pyroxene, diallaga (Ol', Opx', Cpx' respectively) of ultramafic rocks at P.N. Chirvinski.

b – Al_2O_3 -CaO plots for serpentinites of Tekturmas accretionary complexes (1, 2), and fore-arc peridotites of Bazarbai complex (3).

Fields: 1 – forearc harzburgites and 2 – abyssal peridotites [40].

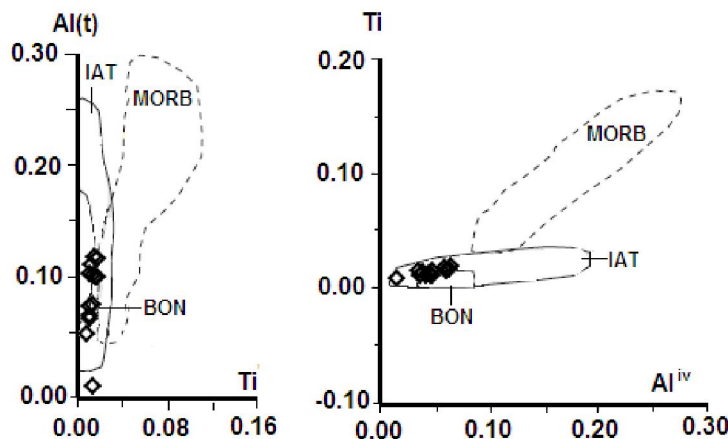
Peridotites: 1 – Tortaul trough, 2 – Duana-Korasy-Tekturmas mountains, 3 – Bazarbai tracts.

Рисунок 3 – Ковариационные диаграммы клинопироксенов.

Поля: IAT – островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов [41]; Al(t)-Ti (атомные отношения); Ti- Al^{IV} (атомные отношения).

Figure 3 – Al-Ti covariation diagrams for clinopyroxenes.

Fields: IAT – island arc tholeiitic, BON – Boninites, MORB – basalts of mid-ocean ridges [41]; Al (t)-Ti (atomic ratios); Ti- Al^{IV} (atomic ratios).



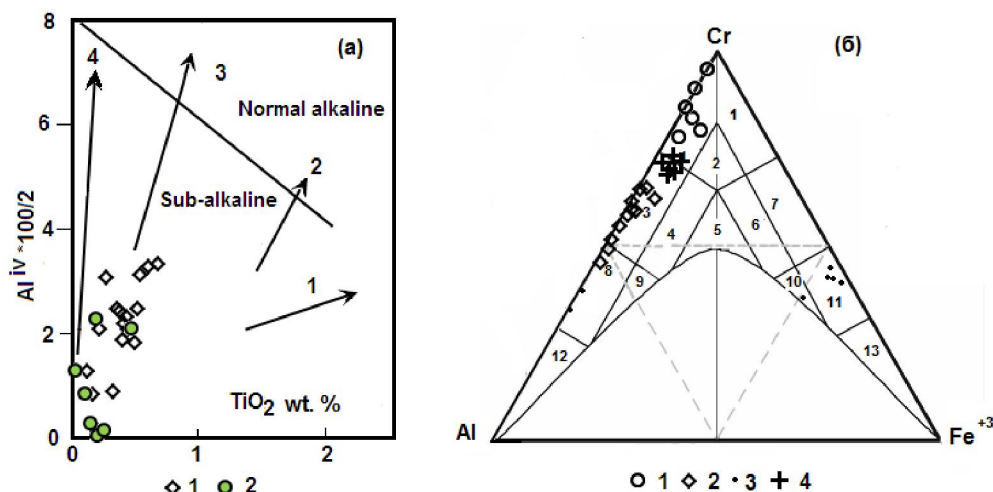


Рисунок 4 –

а – Ковариационная диаграмма $Al_z = (Al^{iv*100/2})-TiO_2$ клинопироксенов клинопироксенитов (1) и габброидов (2).

Тренды: 1 – перидотитов океанических хребтов, 2 – палеозойских офиолитовых комплексов, 3 – островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов [42], 4 – перидотитов (с горизонтами хромитов) задуговых спрединговых бассейнов [23]. Линия раздела на субщелочные и нормальной щелочности породы [43].

б – диаграмма Cr-Al-Fe⁺³ составов шпинелидов перидотитов района поселка Красная Поляна (1-3) и горы Нурчекен (4).

Поля [44]: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит.

Figure 4 –

a – $Al_z = (Al^{iv*100/2})-TiO_2$ covariation diagrams clinopyroxenes for clinopyroxenite (1), and gabbro (2).

Trends: 1 – peridotites of oceanic ridges, 2 – Paleozoic ophiolite complexes, 3 – island arc and forearc cumulative complexes [42], 4 – peridotites (with horizons of chromite) of back-arc spreading basin [23]. The dividing line after [43].

b – Chart Cr-Al-Fe⁺³ trains spinel peridotite District settlement Krasnaya Polyana (1-3) and Nurcheken Mountains (4).

Felds for [44]: 1 – chromite, 2 – subferri-chromite, 3 – aluminochromite, 4 – subferri-aluminochromite, 5 – ferri-aluminochromite, 6 – subaluminoferri-chromite, 7 – ferri-chromite, 8 – chrome-picotite, 9 – subferri-chrome-picotite, 10 – subaluminochrome-magnetite, 11 – chrome-magnetite, 12 – picotite, 13 – magnetite.

них также характерны пониженные концентрации MgO (6,86 мас.%) и слабое обогащение Al₂O₃ (<17,29 мас. %). Они имеют явно выраженный максимум по иттрию (24,5 г/т) и слабо выраженный минимум по ниобию (2,3 г/т), что специфично для габброидов преддуговых офиолитовых комплексов палеозойд Центрального Казахстана.

Породы второй группы встречаются реже и отвечают толеитам. Для габброидов этой группы характерны низкие концентрации TiO₂ (0,21 мас.%), Al₂O₃ (14,75 мас.%) и Na₂O (1,47 мас.%) при K₂O = 0,19 мас.%. Плагииграниты, ассоциирующие с габброидами первой группы, также обогащены натрием (5,13 мас.%).

Гранитоиды урочища Тортаул и южнее пос. Красная Поляна с высокими содержаниями K₂O (1,80-2,05 мас.%), Na₂O (5,22 мас.%) и близки континентальным трондjemитам.

Диабазы и долериты серпентинитового меланжа Тортаульской ложбины резко различаются по содержанию основных петрогенных окислов (рисунок 5).

Довольно четко выделяется группа низкотитанистых (TiO₂: 0,89–0,24 мас.%) диабазов (SiO₂: 50,37–51,96 мас.%, MgO: 5,96–6,73 мас. %) с крайне низкими концентрациями P₂O₅ (0,01–0,03 мас.%) и преобладанием FeO (<8,02 мас.%) над Fe₂O₃ (<1,16 мас.%), что сближает их с оригинальными бонинитами острова Бонин [45], это отчетливо демонстрирует и диаграмма Е. Д. Муллена (рисунок 6). Однако отсутствие элементов-примесей для этих пород не позволяет уверенно классифицировать их как бониниты. Особо следует отметить наличие в диабазов нормативного оливина, тогда как бониниты являются кварц-нормативными породами [45].

Среднетитанистые (TiO₂: 0,77–1,47 мас.%) примитивные диабазы (SiO₂: 50,37–51,96 мас.%, MgO: 6,67–7,81 мас.%; P₂O₅: 0,09–0,15 мас.%) отвечают островодужным толеитам с известково-щелочным уклоном (рисунок 5, 6).

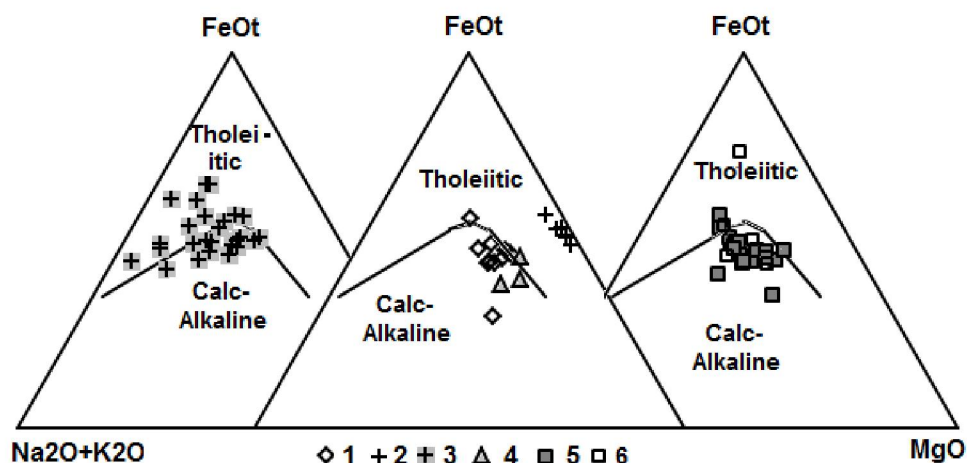


Рисунок 5 – Бинарная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}_{\text{общ}}-\text{MgO}$ [46] для магматических пород Тектурмасской аккреционной призмы.

Тортаульская ложбина: 1 – диабазы, 2 – долериты, 3 – карамурунские базальты; 4 – диабазы гор Сарытау; 5 – базальты гор Дуана-Корасы; 6 – базальты гор Косдонгал.

Figure 5 – Triangular diagram plotting $\text{MgO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{FeO}$ (AFM diagram) after [46] for volcanic rocks of Tekturmas accretionary complex.

Tortaul valley: 1 – diabases, 2 – dolerites, 3 – basalts of Karamurun Formation; 4 – diabases of Sarytau Mountains; 5 – basalts of Duana-Korasy Mountains; 6 – basalts of Kosdongal Mountains.

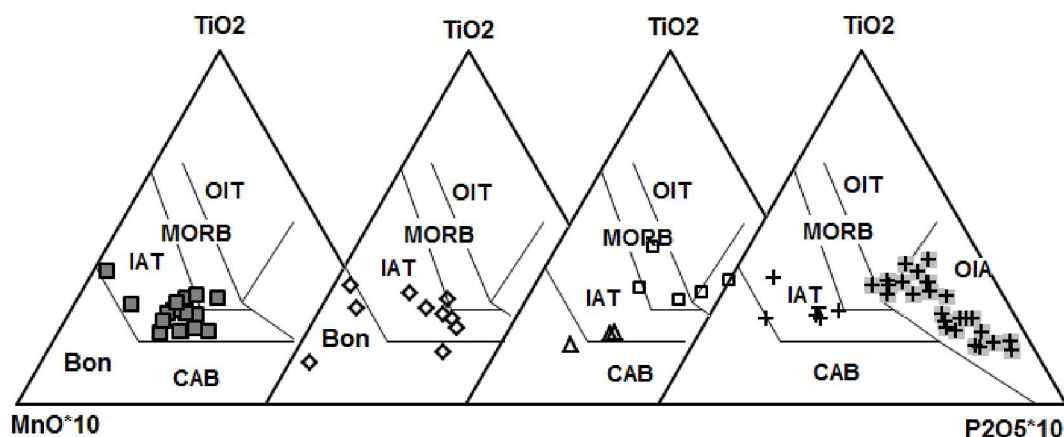


Рисунок 6 – Бинарная диаграмма $10*\text{MnO}-10*\text{P}_2\text{O}_5-\text{TiO}_2$ [47] для пород Тектурмасской аккреционной призмы.

OIT – толеитовые базальты океанических островов; OIA – щелочные базальты океанических островов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов и дна океанов; IAT – островодужные толеиты; CAB – известково-щелочные базальты; Bon – бониниты.

Условные обозначения смотри на рисунке 5.

Figure 6 – Triangular tectonic discrimination diagram $10*\text{MnO}-10*\text{P}_2\text{O}_5-\text{TiO}_2$ [47] for volcanic rocks of Tekturmas accretionary complex.

OIT – oceanic island tholeiitic basalts; OIA – oceanic-island alkaline basalts; MORB – mid-ocean ridge basalts; IAT – island-arc tholeiitic; CAB – calc-alkaline basalts; Bon – boninites.

For symbols see Figure 5.

По характеру накопления породообразующих окислов долериты (SiO_2 : 44.49–46.42 мас. %) приближаются к составу базальтовых коматиитов, на что указывают крайне низкие концентрации щелочей (рисунок 5) и P_2O_5 (0.03–0.1 мас.%). Это также подтверждают и низкие содержания TiO_2 (0.67–0.98 мас. %), невысокий уровень Al_2O_3 (13.34–14.66 мас.%) и стабильно выраженное преобладание FeO (<6.98 мас.%) над Fe_2O_3 (<2.21 мас.%). По соотношениям $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}_{\text{общ}}$

[47] они могут быть сопоставлены с MORB и частично с OIB (рисунок 7), но на диаграмме $10 \cdot \text{MnO} - 10 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 - \text{TiO}_2$ [46] их фигуративные точки располагаются в поле островодужных толеитов.

В горах Сарытау встречаются диабазы близкие таковым Тортаульской ложбины (рисунок 5). Однако они более высокомагнезиальные ($\text{MgO} < 8.64$ мас.%), а P_2O_5 не превышает 0.08 мас.%. Они также как и диабазы Тортаульской ложбины содержат нормативный оливин. На диаграмме $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeOt}$ [47] диабазы гор Сарытау, как и базальтовые коматииты Тортаульской ложбины располагаются в поле MORB (рисунок 7).

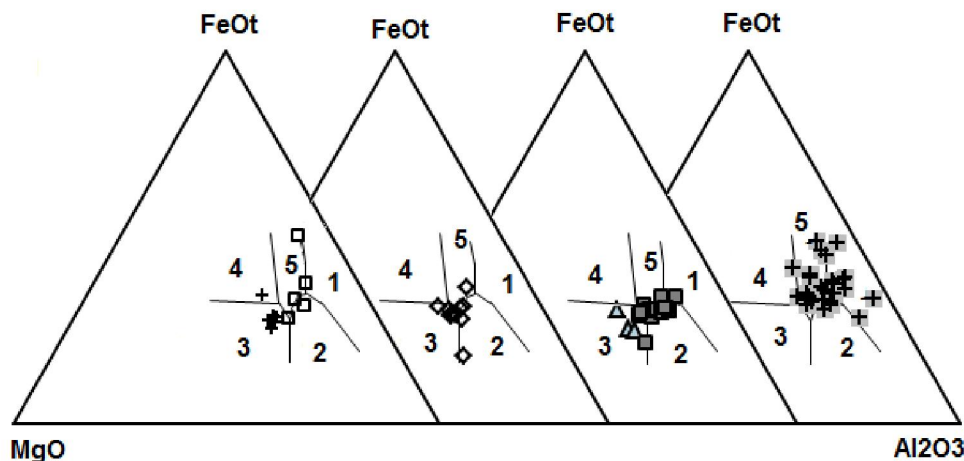


Рисунок 7 – Бинарная диаграмма $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}_{\text{общ}}$ [48] для диабазов серпентинитового меланжа и базальтов карамурунской свиты Тектурмасской аккреционной призмы.

Базальты: 1 – спрединговых зон, 2 – островных дуг, 3 – срединно-океанических хребтов и океанического дна, 4 – океанических островов, 5 – континентальных рифтов.

Условные обозначения смотри на рисунке 5.

Figure 7 – Triangular tectonic discrimination diagram $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}_t$ [48]

for diabases of serpentinite melange and basalts of Karamurun Formation from Tekturmas accretionary complex.

Basalts: 1 – spreading centre islands, 2 – for island and continental arcs, 3 – mid-oceanic ridges and ocean floor, 4 – ocean islands, 5 – continental rift.

For symbols see Figure 5.

Такое сочетание пород характерно для бонинитовых серий примитивных островных дуг. В таких структурах бониниты и подобные им породы рассматриваются как примитивные расплавы частичного плавления значительно гидратированного истощенного мантийного вещества над зоной субдукции [49].

Базальтоиды карамурунской толщи Тортаульской ложбины (рисунок 5-7) имеют совершенно иной петрохимический состав, чем диабазы, что не дает нам основание рассматривать их как подводные каналы и объединять эти породы в единый офиолитовый комплекс.

ЛИТЕРАТУРА

[1] Богданов А.А. Новые данные о геологическом строении южной и западной окраин Карагандинского бассейна // Изд. АН СССР. Сер. геол. – 1939. – № 4.

[2] Беспалов В.Ф. Тектонические покровы в Центральном Казахстане // ДАН СССР. – 1976. – Т. 227, № 3. – С. 676-680.

[3] Беспалов В.Ф. Система тектонических покровов Казахстана // Геотектоника. – 1980. – № 2. – С. 78-94.

[4] Четверикова Н.П. Стратиграфия и фауна силурийских и нижнедевонских отложений Нурина синклинали // Материалы Центрального Казахстана. Т. VI. 1966. 255 с.

[5] Антонюк Р.М. Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. – М., 1974.

[6] Антонюк Р.М. Раннегеосинклинальные магматические формации палеозоя Центрального Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. – 1976. – № 4.

[7] Антонюк Р.М., Маслова И.Г., Мухтаров Ж.М. Тектурмасский офиолитовый пояс: строение, возраст, геодинамика // Мат-лы Междунар. научно-практ. конф. «Геология, минералогия и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов Республики Казахстан», посвящ. 75-летию Института геологических наук им. К. И. Сатпаева. – Алматы, 2015. – С. 7-28.

[8] Афоничев. Н.А. О возрасте уртыньжальской серии Центрального Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. – 1976. – № 5.

[9] Назаров Б.Б. Радиоларии нижнего – среднего палеозоя Казахстана. – М., 1975. – 201 с.

- [10] Зайцев Ю.А. Некоторые аспекты геологической истории области палеозойской складчатости Казахстана. Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. – М.: Наука, 1977. – С. 19-46.
- [11] Курковская Л.А. Комплекс конодонтов из кремнистых и вулканогенных отложений ордовика Центрального Казахстана // Геология раннегеосинклинальных комплексов Ц. Казахстана. – М.: МГУ, 1985. – С. 164-177.
- [12] Новикова М.З., Герман Л.Л., Кузнецов И.Е., Якубчук А.С. Офиолиты Тектурмасской зоны // Магматизм и рудоносность Казахстана. – Алма-Ата: Гылым, 1991. – С. 92-102.
- [13] Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская А.А. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса // Бил. МОИП. – Отд. геолог. – 1992. – Т. 67, вып. 3. – С. 60-76.
- [14] Dietz, R.S. Alpine serpentinites as oceanic rind fragments // Geol. Soc. Am. Bull. – 1963. – N 74. – P. 947-952.
- [15] Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. – 1969. – № 4. – С. 5-23.
- [16] Трусова И.Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные породы Ц. Казахстана // Тр. ГИН АН СССР. – 1948. – Сер. 27, вып. 92. – 106 с.
- [17] Михайлов Н.П., Москалева В.Н. Альпийские ультраосновные интрузии // В кн. Геология СССР. – Т. XX. – М., 1972.
- [18] Кузнецов И.Е. Ультрабазиты Тектурмасского антиклинория. Проблемы геологии Казахстана. – Кн. 1. – Из-во МГУ, 1980. – С. 122-139.
- [19] Зайцев Ю.А. Мантийные гипербазитовые валы особый тип геосинклинальных глубинных структур в палеозоидях эвгеосинклиналях Казахстана. Материалы по геологии Центрального Казахстана. – Т. XIX. – Из-во МГУ, 1980. – С. 140-182.
- [20] Герман Л.Л. Продукты кристаллизации остаточных расплавов при фракционировании базальтовой магмы в офиолитах Тектурмаса (Центральный Казахстан) // Тез. докл. IV Каз. петрографического совещания. – Караганда, 1988. – С. 36.
- [21] Магматические комплексы Центрального Казахстана. Путеводитель экскурсии IV Казахстанского петрографического совещания. – Караганда, 1988. – 62 с.
- [22] Турманидзе Т.Л., Гришин Д.М., Печерский Д.М., Степанец В.Г. Палеомагнитная информация об ордовикских офиолитах из аллохтонных массивов Караулчеку, Толпак и Базарбай (Центральный Казахстан) // Геодинамика. – 1991. – № 4. – С. 54-69.
- [23] Степанец В.Г. Геология и геодинамика офиолитов Центрального Казахстана. – Караганда: КГТУ, 2015а. – 362 с.
- [24] Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей (овальный концентрически зональный тип). – М.: Недра, 1984. – 208 с.
- [25] Якубчук А.С. Тектоническая позиция и строение офиолитов Центрального Казахстана на примере Тектурмасской и юго-западной части Майкаин-Кызылтасской зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – М.: Изд-во МГУ, 1991. – 16 с.
- [26] Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – С. 512-527.
- [27] Степанец В.Г. Петрология и геологическая позиция офиолитов Северо-Востока Ц. Казахстана: Дис. ... канд. геол.-мин. наук / ИГН АН РК. – Алма-Ата, 1992. – 325 с.
- [28] Popov L.E., Tolmacheva T.J. Conodont distribution in a deep-water Cambrian-Ordovician Boundary Sequence from South-Central Kazakhstan // Ordovician Odyssey: Short Papers for the International Symposium on Ordovician System. – USA: Las Vegas, Nevada, 1995. – P. 121-124.
- [29] Степанец В.Г., Гридина Н.М., Коник В.Е. Верхнеордовикские олистостромы и стратиграфия вулканогенно-кремнистых комплексов гор Агырек и Косгомбай (Центральный Казахстан) // Геология Казахстана. – 1998. – № 1. – С. 12-23.
- [30] Гридина Н.М. Конодонты в кремнистых отложениях северо-востока Центрального Казахстана // Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады казахстанских геологов. – 2003. – С. 135-140.
- [31] Антошок Р.М. Вулканогенно-кремнистые формации Центрального Казахстана // Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. – М.: Изд-во МГУ, 1971. – С. 152-160.
- [32] Антошок Р.М., Евсеенко Р.Д., Степанец В.Г., Гранки М.С., Мальченко Е.Г. Геодинамическая карта Казахстана // Серия Центрально-Казахстанская. – М. 1: 1500000. – 1995. – 251 с.
- [33] Якубчук А.А., Степанец В.Г., Герман Л.Л. Рои пластинчатых даек, субпараллельных в офиолитовых массивах – свидетели спрединга // ДАН СССР. – 1988. – Т. 298, № 5. – С. 1193-1197.
- [34] Авдеев А.В. Геология офиолитовых зон Казахстана: Автореф. дис. ... д-р. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 1986. – 32 с.
- [35] Герман Л.Л., Рязанцев А.В. Микроаббровная зона в офиолитовых массивах и проблема родоначальной магмы // Вестник МГУ. Сер. геол. – 1988. – № 5. – С. 71-75.
- [36] Звонцов В.С. Кремнисто-спилитовая формация Тектурмасского антиклинория // Труды ИГН КазССР. – 1967. – Т. 24. – С. 11-25.
- [37] Барабошкин Е.Ю., Читалин А.Ф. Строение условия образования нурчкенской толщи Тектурмасского антиклинория // Вестник МГУ. Сер. геол. – 1989. – № 1. – С. 34-44.
- [38] Колман Р.Г. Офиолиты. – М.: Мир, 1979. – 262 с.
- [39] Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. – М.: Гостеолтехиздат, 1956. – 246 с.
- [40] Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Isu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125 // In: Fryer, P., Pearce, L.B., Stokking, L.B. (Eds.), Proc. Ocean Drill. Prog., College Station, TX (Ocean Drilling Program). – 1992. – P. 445-485.
- [41] Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G.B., Zeda, O. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator // Chem. Geol. – 1989. – N 77. – P. 165-182.
- [42] Loucks R.R. Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene // Geology. – 1990. – Vol. 18. – P. 346-349.
- [43] LeBas, M.H. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage // American Journal of

Science. – 1962. – Vol. 260. – P. 267-288.

[44] Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Института геол. наук АН СССР. – Вып. 103. – Серия рудных месторождений. – 1949. – № 13. – С. 10-35.

[45] Cameron W.E., Nisbet E.G., Dietrich V.J. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts // Nature. – 1979. – Vol. 280. – P. 550-553.

[46] Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. – 1971. – N 8. – P. 523-548.

[47] Mullen E.D. MnO-TiO₂-P₂O₅. A minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth and Planetary Science Letters. – 1983. – N 62. – P. 53-62.

[48] Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Earth and Planetary Science. – 1977. – N 36. – P. 121-132.

[49] Ishikawa T., Nagaishi K., Umino S. Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: Implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc // Geology. – 2002. – Vol. 30, N 10. – P. 899-902.

[50] Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. The Interpretation of Igneous Rocks // George, Allen and Unwin. – London, 1979. – 450 p.

REFERENCES

[1] Bogdanow A.A. Nowye dannye o geologitsheckom ctroenii juzhnoj i sapadnoj okrain Karagandinskogo bassejna. Isd. AN CCCR, ser. geol. 1939. N 4.

[2] Бечпалов В.В. Тектонические покровы в Центральном Казахстане. DAN CCCR. 1976. Vol. 227, N 3. P. 676-680.

[3] Бечпалов В.В. Система тектонических покровов Казахстана // Геотектоника. 1980. N 2. P. 78-94.

[4] Тшетверикова Н.П. Стратиграфия и вауна цилурийских и низнедевонских отложений Нуринского синклинория. Материалы Центрального Казахстана. 1966. Vol. VI. 255 p.

[5] Антонюк Р.М. Океаническая кора ювгеоцинклинальной области восточного Казахстана // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., 1974.

[6] Антонюк Р.М. Раннегеоцинклинальные магматические формации палеозоя Центрального Казахстана. Исв. AN KasCCR. Ser. geol. 1976. N 4.

[7] Антонюк Р.М., Маглова И.Г., Мухтаров Ж.М. Тектурмацкий овиолитовый пояс: строение, восракт, геодинамика. Материалы Международной научно-практической конвенции «Геология, минералогия и перспективы развития минеральных ресурсов Республики Казахстан», посвященной 75-летию Института Геологических Наук им. К. И. Ципаева. Алматы, 2015. P. 7-28.

[8] Авонитсевич Н.А. О восракте уртынжалской серии Центрального Казахстана Исв. AN KasCCR. Ser. geol. 1976. N 5.

[9] Насаров Б.В. Радиолиты низнего – среднего палеозоя Казахстана. М., 1975. 201 p.

[10] Сайзев Ю.А. Некоторые аспекты геологической истории области палеозойской складчатости Казахстана. Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977. P. 19-46.

[11] Курковская Л.А. Комплексы конodontов и кремнистых и вулканогенных отложений ордовика Центрального Казахстана // Геология раннегеоцинклинальных комплексов З. Казахстана. М.: МГУ, 1985. P. 164-177.

[12] Новикова М.С., Герман Л.Л., Куснезов И.Е., Якубчук А.С. Овиолиты Тектурмацкой зоны // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: Гылым, 1991. P. 92-102.

[13] Герасимова Н.А., Новикова М.С., Курковская А.А. Новые данные по стратиграфии низнего палеозоя Тектурмацкого овиолитового пояса // Бил. МОИП. Отд. геолог. 1992. Vol. 67, вып. 3. P. 60-76.

[14] Dietz R.S. Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. Geol. Soc. Am. Bull. 1963. N 74. P. 947-952.

[15] Пежве А.В. Океаническая кора геологического прощлого // Геотектоника. 1969. N 4. P. 5-23.

[16] Труцова И.В. Низнепалеозойские ультраосновные и основные породы З. Казахстана // Тр. ГИН AN CCCR. 1948. Ser. 27, вып. 92. 106 p.

[17] Михайлов Н.П., Мокалева В.Н. Алпипитные ультраосновные интрузии // В кн. Геология СССР. Vol. XX. М., 1972.

[18] Куснезов И.Е. Ультрабазиты Тектурмацкого антиклинория. Проблемы геологии Казахстана. Кн. 1. Ис-во МГУ, 1980. P. 122-139.

[19] Сайзев Ю.А. Мантийные гипербазитовые валы оцобыт тип геоцинклинальных глубинных структур в палеозойских ювгеоцинклиналях Казахстана. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Vol. XIX. Ис-во МГУ, 1980. P. 140-182.

[20] Герман Л.Л. Продукты кристаллизации оксидных расплавов при фракционировании базальтовой магмы в овиолитах Тектурмаца (Центральный Казахстан). Тес. докл. IV Кас. петрографического совещания. Караганда, 1988. P. 36.

[21] Магматические комплексы Центрального Казахстана. Путеводитель кеккурции IV Казахстанского петрографического совещания. Караганда, 1988. 62 p.

[22] Турманидсе Т.Л., Грешин Д.М., Пешчерский Д.М., Степанев В.Г. Палеомагнитная инвормация об ордовикских овиолитах и alloctонных массивов Караулсчеку, Толпак и Басарбай (Центральный Казахстан) // Геодинамика. 1991. N 4. P. 54-69.

[23] Степанев В.Г. Геология и геодинамика овиолитов Центрального Казахстана. Караганда: КГТУ, 2015а. 362 p.

[24] Сайзев Ю.А. Jewолжужия геоциклиналей (овалный концентрический зональный тип). М.: Недра, 1984. 208 p.

[25] Якубчук А.С. Тектоническая позиция и строение овиолитов Центрального Казахстана на примере Тектурмацкой и юго-западной тшчати Майкаин-Кысылтацкой зоны: Авторев. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: Ис-во МГУ, 1991. 16 p.

[26] Никитин И.В. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геовисика. 2002. Vol. 43. P. 512-527.

[27] Степанев В.Г. Петрология и геологическая позиция овиолитов Цеворо-Восточного З. Казахстана: Дис. ... канд. геол.-мин. наук / ИГН AN RK. Алма-Ата, 1992. 325 p.

[28] Попов Л.Е., Толмачева Т.И. Conodont distribution in a deep-water Cambrian-Ordovician Boundary Sequence from

South-Central Kazakhstan // Ordovician Odyssey: Short Papers for the International Symposium on Ordovician System. USA: Las Vegas, Nevada, 1995. P. 121-124.

[29] Ctepanez W.G., Gridina N.M., Konik W.E. Werchneordovickie olictotromy i ctratigravija vulkanogenno-kremniyich komplekcow gor Agyrek i Kocgombaj (Zentral'nyj Kasachctan) // Geologija Kasachctana. 1998. N 1. P. 12-23.

[30] Gridina N.M. Konodonty w kremniyich otlozhenijach cewero-wotoka Zentral'nogo Kasachctana // Geonauki w Kasachctane. MGK-32. Doklady kasachctanckich geologow. 2003. P. 135-140.

[31] Antonjuk R.M. Vulkanogenno-kremniyiche vormazii Zentral'nogo Kasachctana // Ctratigravija dokembrija Kasachctana i Tjan'-Schanja. M.: Isd-wo MGU, 1971. P. 152-160.

[32] Antonjuk R.M., Ewceenko R.D., Ctepanez W.G., Granki M.C., Mal'tschenko E.G. Geodinamitscheckaja karta Kasachctana. Cerija Zentral'no-Kasachctanckaja. M. 1: 1500000. 1995. 251 p.

[33] Jakubtschuk A.A., Ctepanez W.G., German L.L. Roi placintchatych daek, cubparallel'nych w oviolitowych macciwach – cwideteli cpredinga // DAN CCCR. 1988. Vol. 298, N 5. P. 1193-1197.

[34] Awdeew A.W. Geologija oviolitowych son Kasachctana: Awtozew. dic. ... d-r. geol.- min. nauk. Nowocibirck, 1986. 32 p.

[35] German L.L., Rjasanzew A.W. Mikrogabbrowaja sona w oviolitowych macciwach i problema rodonatschal'noj magmy. Wecnik MGU, cer. geol. 1988. N 5. P. 71-75.

[36] Swonzow W.C. Kremnicto-cpilitowaja vormazija Tekturmacckogo antiklinorija. Trudy IGN KasCCR. 1967. Vol. 24. P. 11-25.

[37] Baraboschkin E.Ju., Tschitalin A.V. Ctroenie ucłowija obrasowanija nurtschekenckoj tolshi Tekturmacckogo antiklinorija. Wecnik MGU, cer. Geol. 1989. N 1. P. 34-44.

[38] Kolman R.G. Oviolity. M.: Mir, 1979. 262 p.

[39] Tschetwerikow C.D. Rukowodctwo k petrochimitscheckim perectschetam. M.: Gocgeoltechisdat, 1956. 246 p.

[40] Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamments in the Isu–Ogasawara–Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer, P., Pearce, L.B., Stokking, L.B. (Eds.), Proc. Ocean Drill. Prog., College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. P. 445-485.

[41] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator // Chem. Geol. 1989. N 77. P. 165-182.

[42] Loucks R.R. Discrimination of ophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene // Geology. 1990. Vol. 18. P. 346-349.

[43] LeBas M.H. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage // American Journal of Science. 1962. Vol. 260. P. 267-288.

[44] Pawlow N.W. Chimitscheckij coctaw chromschpinelidow w cwjasi c petrogravitscheckim coctawom porod ul'tra-cnownych intrusiwow // Tr. Inctituta geol. nauk AN CCCR. Wyp. 103. Cerija rudnych mectorozhdenij. 1949. N 13. P. 10-35.

[45] Cameron W.E., Nisbet E.G., Dietrich V.J. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts // Nature. 1979. Vol. 280. P. 550-553.

[46] Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. N 8. P. 523-548.

[47] Mullen E.D. MnO-TiO₂-P₂O₅. A minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth and Planetary Science Letters. 1983. N 62. P. 53-62.

[48] Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Earth and Planetary Science. 1977. N 36. P. 121-132.

[49] Ishikawa T., Nagaishi K., Umino S. Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: Implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc // Geology. 2002. Vol. 30, N 10. P. 899-902.

[50] Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. The Interpretation of Igneous Rocks. George, Allen and Unwin, London, 1979. 450 p.

В. Г. Степанец

RCMIR_COM. Германия

ТЕКТУРМАС ПРИЗМАЛЫ ОФИОЛИТИНІҢ ГЕДИНАМИКАЛЫҚ ЛАУАЗЫМЫ (ОРТАЛЫҚ ҚАЗАҚСТАН). 1-Бөлім

Аннотация. Тektурмас аккреционды призмасының құрамы төменгі палеозойдағы геодинамикалық офиолитті лауазымда қарастырылған. Тektурмас офиолитінің аккреционды призмасы субдукция аймағының үстінде қалыптасқан және белсенді девон құрлықтық шеткі Евразия палеонтологиялық, литологиялық және петрохимиялық сараптаманың мәліметтері негізінде дәлелденеді. Шідертінді доғалық бассейн-Девонды жанартаулы плутоногенді аймақ-Нұрын-Қарасор алдыңғыдоғалық иілім – Жанартаулық емес (Тektурмас аккреционды призмасы) тар арал доғасының өзіне енгізілген девонбойымен Евразияның солтүстік-шығыс бөлігіндегі жағалауы құрылымдық қатар болып енгізілген. Жоғарғы ордовик және силурда кембрилісубмұхиттық плитаның жылжуымен төменге көшуі немесе батқан құрлықтық тармақшасының қыртысы ерте палеозойлық кезеңде тұрақтануы шеттік құрлық аймағының құрылымын көрсетуі мүмкін. Панталас субдукция аймағында Сарыарқа тектоникалық плитасы және Атасу-Мойынты ұқсас қалыптасып туындаған төменгі силур олистростомды бастырылған жоғарғы ордовик әр түрлі қалыптасқан офиолитер Тektурмас аккреционды призмасын құрайды. Ерте арал доғасы және доғалық таратылған бассейндер, мариан түрлі қарпайым арал доғасы, алдыңғы доғалық бассейнің офиолитті аналогы тектоникалық жамылғының құрамында кездеседі.

Түйін сөздер: Қазақстан, офиолиттер, аккреционды призма, төменгі палеозой, арал доғасы.