

NEWS

OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

SERIES OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

ISSN 2224-5278

Volume 6, Number 420 (2016), 64 – 73

L. A. Shabalina, E. M. Fazylov, E. S. Musina, D. E. Prikhodko

Institute of Geological Science named after K. I. Satpayev LLC, Almaty, Kazakhstan.

E-mail: musina.63@mail.ru

DEEP STRUCTURE AND GEODYNAMICS OF SYR DARYA BASIN

Abstract. It was characterized the geological position that is determined by location in the basic structures of the Syr Darya basin and which affecting at facies, lithological and geochemical zoning during the primary accumulation of Mesozoic-Cenozoic sediments. The phases of geodynamic evolution in Paleozoic and Mesozoic-Cenozoic, as well as the main features of the deep structure of the Syr Darya Basin and part of its frame were characterized. The Syr Darya Basin is a complicated, poorly known part of the earth's crust. Based on the analysis of geophysical data the capacity of active asthenosphere mantle of Kazakhstan and of the region was characterized. Data on one of the main underlying lithosphere borders separating the structure of the crust and upper mantle (Mohorovicic surface) were given. Generalized geophysical data make it possible to understand the complicated structure of the Paleozoic base in the absence of actual geological data on the foundation of the structure of the basin.

Key words: Syr Darya basin, geodynamics, deep structure, earth's crust, lithosphere borders, asthenosphere, mantle, seismic survey, evolution.

УДК 551.1:550.83/.87; 55(1/9)

Л. В. Шабалина, Е. М. Фазылов, Э. С. Мусина, Д. Е. Приходько

Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева, Алматы, Казахстан

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА СЫРДАРЬИНСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА

Аннотация. Охарактеризована геологическая позиция, определенная положением в основных структурах Сырдарьинского бассейна, влияющая на фациальную, литологическую и первичную геохимическую зональность при накоплении мезозойско-кайнозойских отложений. Рассмотрены стадии геодинамической эволюции в палеозое и мезозое-кайнозое, а так же главные черты глубинного строения Сырдарьинского бассейна и частично его обрамления. Сырдарьинский бассейн представляет собой сложный, мало изученный сегмент земной коры. На основе анализа геофизических материалов охарактеризована мощность активной астеносферной мантии Казахстана и рассматриваемого региона в частности, приводятся данные по одной из главных глубинных границ литосферы, разделяющей структуры земной коры и верхней мантии являющейся поверхностью Моховичича.

Обобщенные геофизические данные дают возможность понимания сложного строения палеозойского основания в отсутствии фактических геологических данных о строении фундамента бассейна.

Ключевые слова: Сырдарьинский бассейн, геодинамика, глубинное строение, земная кора, границы литосферы, астеносфера, мантия, сейсмика, эволюция.

Сырдарьинская впадина представляет собой сложно построенную мезозойско-кайнозойскую депрессионную структуру общего северо-западного простирания. Формирование её было предопределено ещё в среднем-позднем палеозое и происходило в мезозойскую и кайнозойскую эпохи. Ограниченная с СВ, ЮВ и ЮЗ позднеорогенными поднятиями, она осложнена системой внутренних впадин и прогибов (Уралкумской, Арысской, Байракумской, Жаугаш-Бердинской) и разделяющих их поднятий (Чулинского, Каратауского, Балтакольского и др.). Максимальные погружения докембрийского основания (до 2000 м и более) имеют место в Байракумском, Приташкентском прогибах и в Арысской впадине.

Основные структуры депрессии конседиментационно развивались в платформенный этап при определенной роли СВ и СЗ линейных нарушений, причем развитие юго-восточной части депрессии происходило в суборогенном режиме.

Геологическая позиция определяется его положением в основных структурах региона. Такими являются горст-антиклинальное поднятие Большой Каратау и сопряженный с ним северо-восточный борт Сырдарьинской впадины. Эти крупные, длительно существующие структуры являются главенствующими в формировании геологического облика района. Их влиянию подчинено пространственное положение фациальной, литологической и первичной геохимической зональностей при накоплении верхнемеловых и четвертичных отложений. В меньшей мере они влияли на осадконакопление палеогеновых и неогеновых образований.

В геологическом строении выделяются два структурных этажа – метаморфизованные отложения складчатого фундамента и рыхлые образования осадочного чехла (рисунок 1). Чехол, в свою очередь, имеет также двухчленное строение. Нижний ярус сложен платформенными отложениями верхнего мела, палеогена и нижнего отдела неогена, верхний суборогенными отложениями верхнего палеоцена и четвертичного периода.

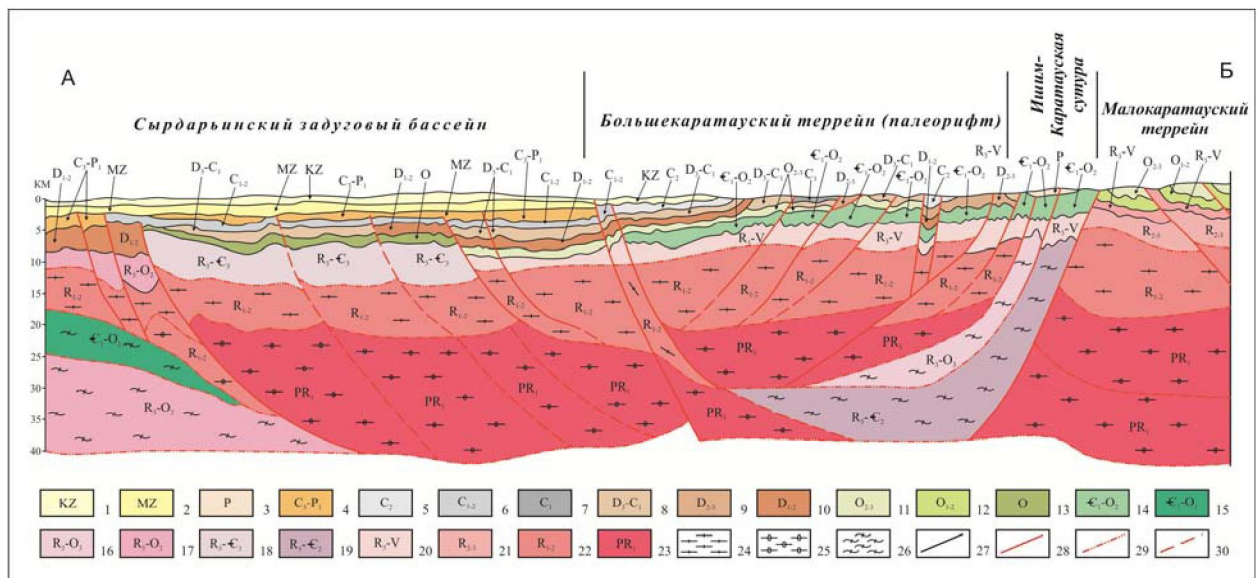


Рисунок 1 – Фрагмент глубинного разреза по профилю Туркестанский (по линии АБ на рисунке 4)

Figure 1 – A fragment of a deep cut on the Turkestanic profile (CDEF)

Стратиграфические подразделения: 1 – кайнозой, 2 – мезозой, 3 – пермь, 4 – нерасчлененные отложения позднего карбона-ранней перми, 5 – средний карбон, 6-нерасчлененные отложения раннего-среднего карбона, 7 – ранний карбон, 8 – нерасчлененные отложения позднего девона-раннего карбона, 9 – нерасчлененные отложения среднего-позднего карбона, 10 – нерасчлененные отложения раннего-среднего девона, 11 – нерасчлененные отложения среднего-позднего ордовика, 12 – нерасчлененные отложения раннего-среднего ордовика, 13 – ордовик, 14 – нерасчлененные отложения раннего кембрия-среднего ордовика, 15 – нерасчлененные отложения раннего кембрия-раннего ордовика, 16 – нерасчлененные отложения позднего рифея-позднего ордовика, 17 – нерасчлененные отложения позднего рифея-среднего ордовика, 18 – нерасчлененные отложения позднего рифея-позднего кембрия, 19 – нерасчлененные отложения позднего рифея-среднего кембрия, 20 – нерасчлененные отложения позднего рифея-венда, 21 – нерасчлененные отложения среднего-позднего рифея, 22 – нерасчлененные отложения раннего-среднего рифея, 23 – ранний протерозой. Петрографические типы пород: 24 – гнейсы, 25 – гранулиты, 26 – сланцы. 27 – границы стратиграфических подразделений. Глубинные разломы: 28 – первого порядка, 29 – второго порядка, 30 – третьего порядка.

Домезозойский субстрат на площади месторождения залегает на глубинах свыше 1,5 км и не вскрыт ни одной скважиной.

По геофизическим параметрам верхняя мантия В. И. Шацловым и А. В. Тимушем (2007) подразделяется на *нормальную* с $V_p = 8,2-8,4$ км/с и $\sigma = 3,29$ г/см³ в пределах Казахского щита, эпиплатформенных орогенов и впадин и $V_p = 8,0-8,4$ км/с – для Туранской плиты и Прикаспийской впадины, *активную* с $V_p < 8,0$ км/с, $\sigma = 3,25$ г/см³ и *высокоскоростную (высокоплотностную)* с $V_p > 8,4$ км/с и $\sigma = 3,32-3,35$ г/см³.

На основе имеющихся фактических сейсмических материалов В. И. Шацловым и др. составлена схема мощности активной астеносферной мантии для Казахстана и прилегающих территорий (рисунок 2). Из приведенной схемы видно, что наиболее мощный (свыше 10 км) слой активной мантии характерен для юга, юго-востока и востока Казахстана. На юге он почти полностью охватывает акваторию Каспийского моря (до Мангышлакского полуострова), часть территории Узбекистана, Киргизстана, затем часть площади Казахстана, примерно до 44° с.ш. (севернее линии ст. Шу – г. Алматы – г. Шилик). Мощность этого слоя активной мантии постепенно возрастает в Центральном и Южном Тянь-Шане и особенно на Памире, где мощность земной коры увеличивается до 60-80 км. Здесь же располагаются основные современные плюмовые каналы (мантийные плюмы) на глубинах 200-280 км. На северной периферии одного из наиболее крупных плюмов Центральной Азии формируется Иссыккульский рифт. На востоке Казахстана слой активной мантии мощностью свыше 10 км охватывает полосу от пос. Нарынкол на юге до г. Усть-Каменогорска и затем г. Горно-Алтайска – на севере.

Мощность слоя активной мантии вглубь территории Казахстана сокращается. Поэтому на схеме условно выделяется слой активной мантии мощностью от 10 до 0 км. В плане он отчасти повторяет конфигурацию первого слоя, но морфология его контура значительно сложнее. Этот слой распространяется на территорию Казахстана своеобразными "языками" (ветвями) с трех сторон: юга, востока и севера.

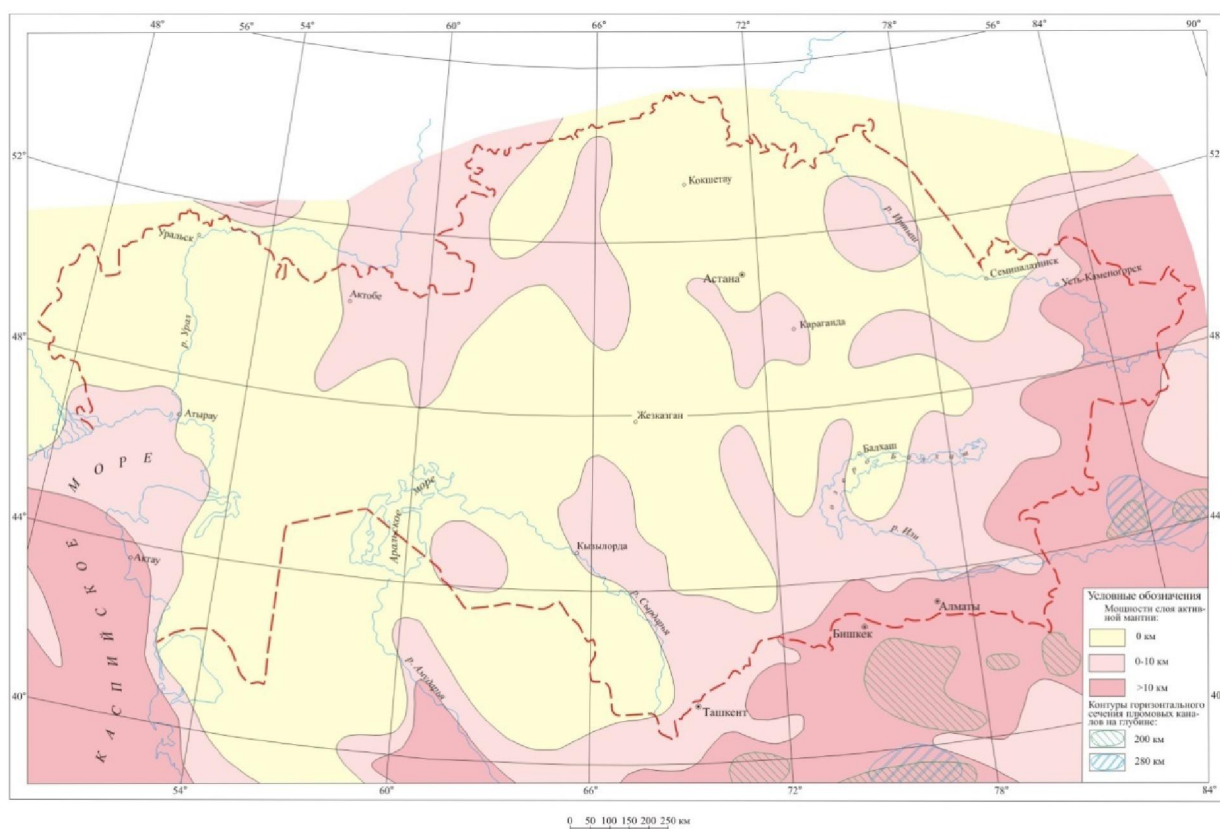


Рисунок 2 – Схема мощности активной астеносферной мантии Казахстана и прилегающих территорий

Figure 2 – Scheme of width of active asthenosphere mantle of Kazakhstan and adjacent territories

На севере он охватывает структуры Мугалжар (до 48° с.ш.) и Торгайского прогиба; форма овальной в плане линзы фиксируется в районе Павлодарского Прииртышья (включая район Экибастузской мульды). "Языки" слоя активной мантии мощностью менее 10 км распространяются с юго-востока и востока в северо-западном и близширотном направлениях до Центрального Казахстана. Один из таких языков шириной от 100 до 200 км охватывает горы Каратау и часть Сырдарьинской впадины, второй – Западное Прибалхашье и Шу-Илийский пояс, почти до 48° с.ш., а затем наращивается линзой, пространственно соответствующей Успенской, Спасской зонам, Карагандинской мульде. Расположенная восточнее близпараллельная ветвь продолжается в Токраускую вулканическую впадину. Крупная широтная ветвь указанного слоя прослеживается от г. Аягуза до Каркаралинска. Судя по конфигурации в плане основной поток активной мантии продвигался на территорию Казахстана с востока и юго-востока.

Одной из главных глубинных границ литосферы, разделяющей структуры земной коры и верхней мантии является поверхность Мохоровичича (М). Глубиной положения этой условной границы с граничной скоростью 8,1-8,2 км/с определяется, по существу, мощность земной коры (ЗК). Строение ЗК Казахстана изучено с достаточной полнотой, благодаря значительному объему грави-, магнитометрических съемок, сейсмических исследований методами ГСЗ, МОВЗ-ГСЗ и МОВ-ГСЗ с использованием промышленных взрывов, а также магнито-теллурических зондирований (МТЗ). При сейсмических зондированиях всех модификаций определение условной границы раздела земной коры и верхней мантии (М) в качестве опорной являлось главной задачей. По мере накопления фактических материалов было построено множество схем поверхности М, которые различались между собой в деталях. Много публикаций посвящено геологической интерпретации природы отдельных структур этой поверхности и выявлению связи мощностей ЗК с закономерностями размещения полезных ископаемых [1-7].

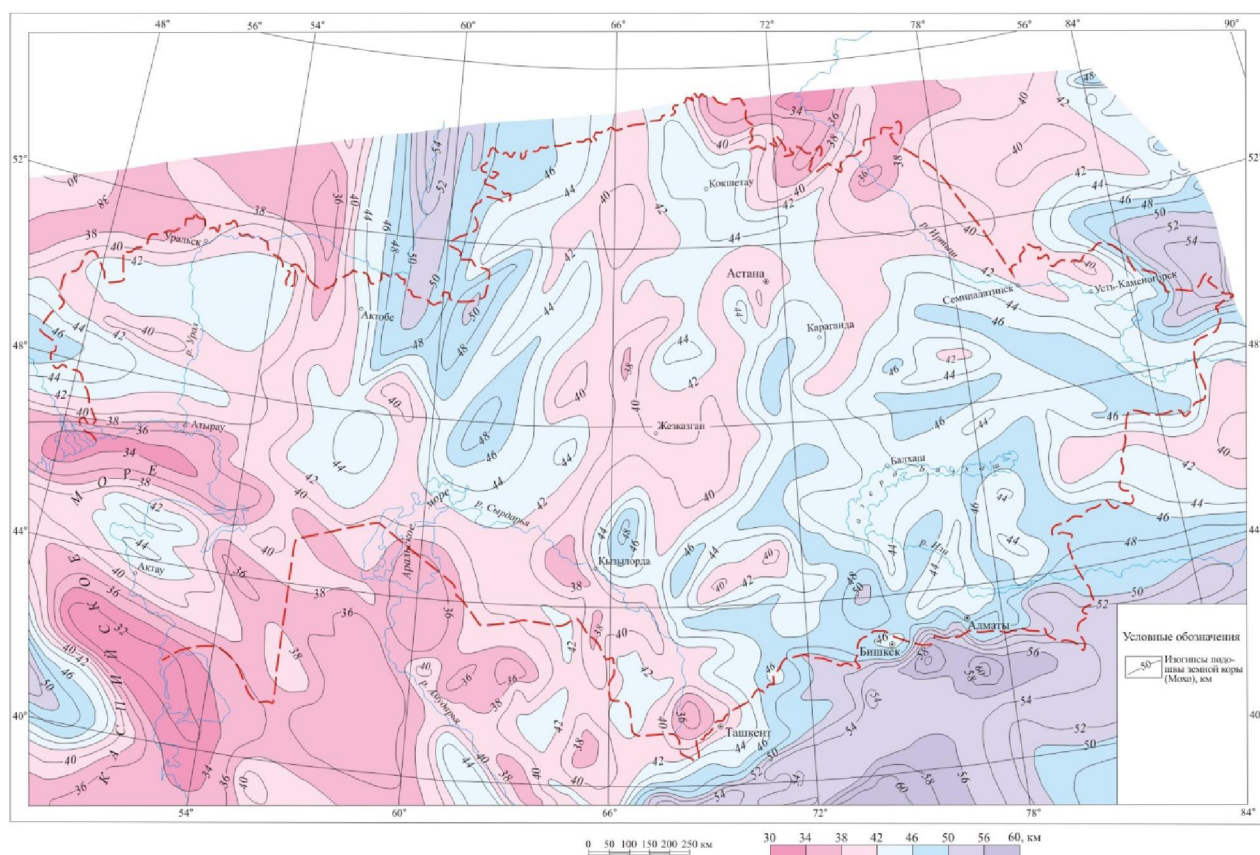


Рисунок 3 – Структурная схема подошвы земной коры и мощность активной мантии

Figure 3 – Structural scheme of crust base and width of active mantle

Последние схемы поверхности М составлены В.Н. Любецким (1997), А.А. Поповым (1997), В.И. Шацкиным и др. (2005) только по сейсмическим данным. Они основаны на обобщении всех накопленных к этому времени опубликованных и фондовых материалах А.Н. Антоненко, Ю.А. Воложа, В.И. Гольдшмидта, В. Егоркина, Н.И. Павленковой, В.М. Пилифосова, Б.А. Хрычева, В.А. Циммера, М.С. Эренбурга и многих других. В общих чертах эти схемы близки между собой (рисунок 3).

Гипсометрическое положение поверхности М, а соответственно, и мощности ЗК в пределах Казахстана меняется в широком диапазоне: от 32 км на западе до 54 км на Алтае и 55 км – в Северном Тянь-Шане. На этом общем фоне мощность ЗК резко варьирует и в пределах конкретных структур.

В западной части Казахстана наибольший гипсометрический уровень поверхности М (до 54 км) характерен для орогенической области Урала: 54 км – на широте г. Магнитогорска, 50 км – в южной части Мугалжар, 44-48 км – в Зауралье, восточной части Торгайского прогиба, в Северном Приуралье.

Предуральский прогиб, Туранская плита, Прикаспийский регион характеризуются повышенным уровнем залегания поверхности М – 36-40 км. Наиболее дифференцирован рельеф поверхности М (от 32 до 44 км) в акватории Каспийского моря. Локальное погружение этой поверхности (42 км) наблюдается в пределах Прикаспийской впадины и структур Мангышлака (42-44 км). Для восточной части Тургайского прогиба характерна глубина залегания поверхности М – 40-42 км.

В восточной части Казахстана превалирует кора повышенной мощности, поэтому граница М располагается на глубинах от 42 до 46 км, что наиболее характерно для структур, сформированных на останцах докембрийских континентальных массивов Кокшетау-Улытау-Северо-Тянь-Шаньской системы, Актау-Жонгарского (Балкашского), Горно-Алтайского. Тыловые осадочные бассейны (Тенизский, Жезказганский, Шу-Сарысуевский, Сырдарьинский) характеризуются земной корой пониженной мощности. Здесь граница М фиксируется на глубине 40-42 км.

На схеме, составленной с учетом развития формационных комплексов и геофизических данных (рисунок 4) в определенной мере отражены реликты палеокор разного типа в каледонских и герцинских структурах, т.е. реликты былых океанов, континентов и их границ.

Можно предположить, что в основании Торгайско-Сырдарьинского прогиба присутствуют коллизионные позднеордовикские структуры, среди которых значительное место занимают пластины древних докембрийских комплексов. Вместе с тем, здесь реставрируются и сутуры былых океанических бассейнов венда-ордовика, остатки отложений позднедевонско-раннекаменноугольного прогиба, фрагменты девонского наземного вулканического пояса, раннетриасовые вулканические рифты. Литосфера Торгайского прогиба существенно переработана позднепалеозойскими и раннетриасовыми мантийными магматическими процессами, характеризуется низким электрическим сопротивлением и сильно отличается от высокоомной истощенной литосферы террейнов докембрийских блоков, как это имеет место, например, для литосферы древнего Кокшетауского микроконтинента.

Улытау-Каратауский микроконтинент с Ишим-Сарыджазской континентальной окраиной наращивают с севера Северо-Тяньшаньский микроконтинент, а выделенные по геофизическим данным Присырдарьинские блоки докембрия – Сырдарьинско-Каракумский микроконтинент. Последний в конце венда-первой половине раннего кембрия составлял единое целое с Таримским микроконтинентом. Они разделились, лишь начиная со среднего кембрия.

Торгайско-Сырдарьинский прогиб разделяет структуры Восточного и Западного Казахстана. Строение фундамента прогиба изучено относительно слабо, поэтому на схемах геодинамических реконструкций по Казахстану этот регион большей частью остается белым пятном. Обобщение геофизических данных выявляет сложное строение палеозойского основания Торгайско-Сырдарьинского прогиба.

Восточной границей палеозойских структур является Ишим-Сарыджазская континентальная окраина, охватывающая Байконурский синклинорий, Большой Каратау, западной границей – Уркашский разлом. К западу от этого разлома расположена Боровская зона, к востоку – Убаганская.

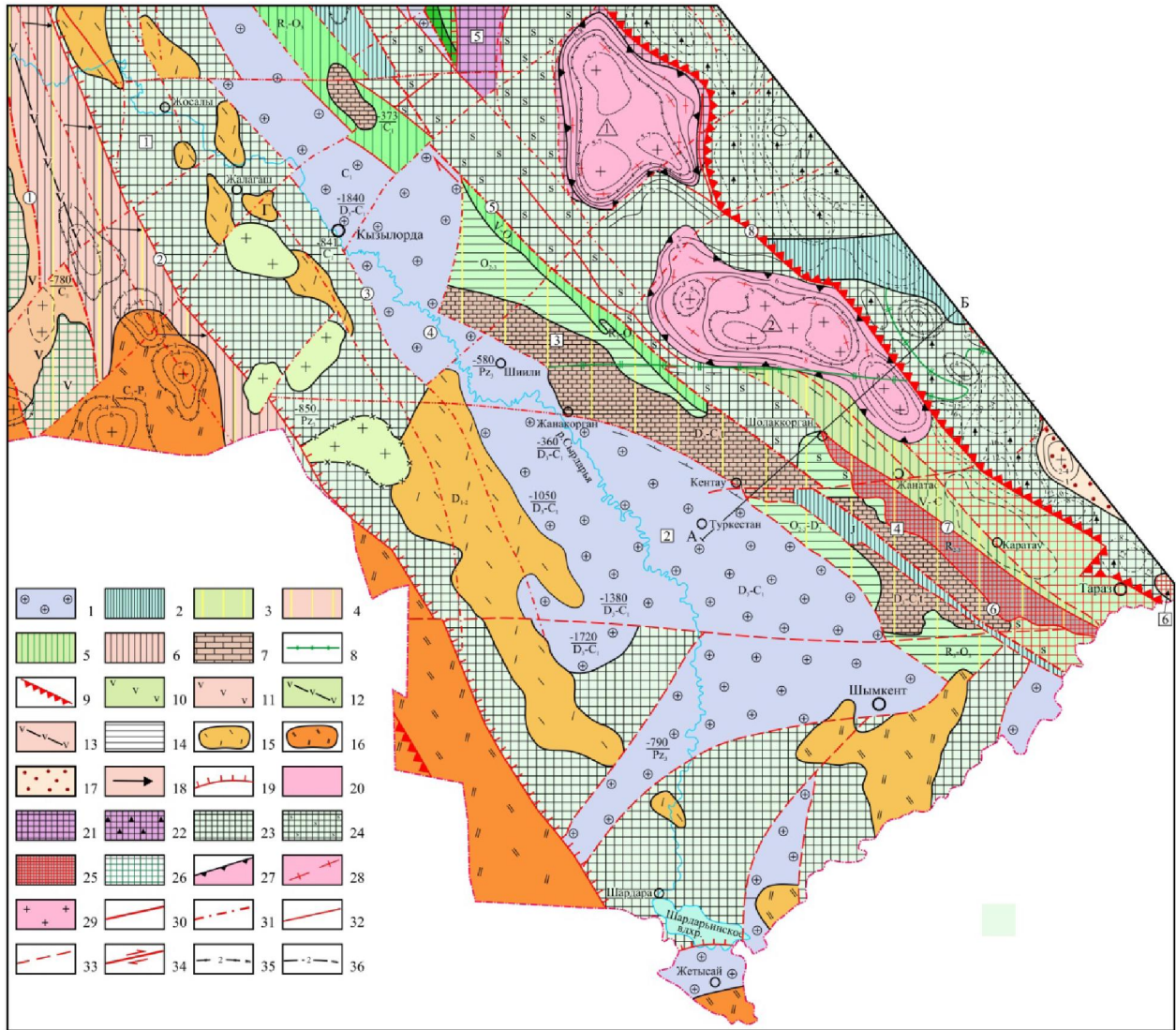


Рисунок 4 – Схема основных структурных элементов Сырдарьинской впадины

Figure 4 – Scheme of the main structural elements of the Syr Darya basin

1 – остаточные прогибы на океанической коре; 2 – внутри и межконтинентальные мезозойские рифты; 3, 4 – окраинно-континентальные пояса на древнем гранулитовом основном составе основания; стиль развития рифтогенный; 3 – в составе каледонид, 4 – в составе герцинид. Положительные аномалии $\Delta g_{ост}$ высокой интенсивности; 5, 6 – палеорифты пассивных континентальных окраин; 5 – каледонские, 6 – герцинские. Относительно-отрицательные аномалии $\Delta g_{ост}$; 7 – пришельфовые карбонатные бассейны пассивных континентальных окраин; 8 – границы мегазон внутриконтинентального рифтогенеза; 9 – зоны Беньюфа-Заварицкого (субдукция). Значки (треугольники) отражают направление падения зоны; 10 – островные дуги каледонские. Положительные аномалии $\Delta g_{ост}$; 11 – островные дуги герцинские. Положительные аномалии $\Delta g_{ост}$; 12, 13 – островные дуги, наложенные на палеорифты пассивных континентальных окраин предшествующего этапа, 12 – каледонские, 13 – герцинские; 14 – поднятия древних толщ, вулканические террасы. Положительные аномалии $\Delta g_{ост}$; 15, 16 – вулканические наземные комплексы: 15 – $D_{1,2}$ Центрально-Торгайского и Центрально-Казахстанского, 16 – $C_{1,2}$ - P_2 Убаганско-Кураминского вулканоплутонических поясов. Положительные и знакопеременные аномалии ΔTa ; 17 – задуговые прогибы герцинские. Отрицательные аномалии $\Delta g_{ост}$; 18 – аллохтонные покровы. В полосах показаны просвечивающие структуры автохтона. Стрелка показывает направление перемещения аллохтона; 19 – надвиги, захватывающие верхние горизонты земной коры (штрихи указывают направление перемещения покрова). 20 – блоки докембрия существенно сиалического состава, перекрытые чехлом Mz - Kz отложений; 21, 22 – блоки докембрия сложенные преимущественно основными 21 – гранулиты и реоморфиты по ним, в том числе 22 – с высокобарическими комплексами пород, эксгумированными из верхней мантии; 23 – зеленокаменные пояса; 24 – зеленокаменные пояса с железистыми кварцитами; 25 – выходы комплексов докембрия кислого состава на поверхность; 26 – раннепалеозойские реоморфиты по гранулитам докембрия на глубине 2-4 км; 27-29 – гранито-гнейсовые купола: 27 – внешние границы, 28 – гнейсовый субстрат, 29 – перемещенные граниты; 30, 31 – разломы, ограничивающие блоки земной коры разного вещественного состава (структурно-формационные зоны, подзоны и пр.): 30 – первого порядка, 31 – второго порядка; 32, 33 – поперечные и кососекающие разломы в линейных покровно-складчатых поясах – 32, трансформные разломы – 33; 34 – крупно-амплитудные сдвиги; 34 – линии равных глубин залегания интрузивных массивов; 35 – линии равных глубин залегания аномалиеобразующих комплексов; 36 – линии равных значений трансформированного гравитационного поля в мгл, отождествляемые с аномалиеобразующими комплексами. Глубинные разломы (цифры в кружках): 1 – Уркашский, 2 – Тюратамский, 3 – Кызылординский, 4 – Сырдарьинский, 5 – Главный Каратауский, 6 – Большекараойский, 7 – Сузакский, 8 – Центрально-Коспандорский. Глубинные зоны (цифры в квадратах): 1 – Сырдарьинская, 2 – Кызылординская, 3 – Большекараутская, 4 – Малокаратауская, 5 – Улытауско-Майтобинская, 6 – Тамгалы-Макбальская. Гранито-гнейсовые купола (цифры в треугольниках): 1 – Томгольский, 2 – Южно-Жуантобинский. Линия А-Б – фрагмент глубинного разреза «Туркестанский»

Убаганская зона прослеживается на несколько сотен километров. Западная граница зоны совпадает по геофизическим данным с Севастопольским, Казанбакским, а на юге – с Тюратамским разломами. Зона большей частью перекрыта мезозойско-кайнозойскими осадками мощностью от 200 м и выше, поэтому слабо изучена. Относительно лучше исследован северный блок зоны, отчлняемый под острым углом от остальной части зоны Жамшинско-Марьевским глубинным разломом северо-восточного направления. На северо-востоке этот блок примыкает к Кокшетаускому массиву (Заградовскому поднятию).

Из наиболее древних образований скважинами вскрыты метаморфизованные интенсивно дислоцированные отложения, условно датированные рифеем (А.М. Захаров и др., 1985). На древнем складчатом основании резко несогласно залегают слабо дислоцированные континентальные красноцветные вулканогенно-терригенные отложения девона и морские терригенно-карбонатные образования фамена-раннего карбона. Завершается разрез красноцветной терригенно-обломочной молассой позднего палеозоя. Мощность разреза палеозоя резко сокращена. Нерасчлененные толщи среднего-позднего ордовика установлены лишь на севере Убаганской зоны, вдоль границы ее с Макушинской зоной, выполненной вулканогенно-терригенными и флишоидными толщами ордовика. Вдоль Жаманшинско-Марьевского разлома в раннем-среднем ордовике по геофизическим данным предполагается развитие рифта с океаническим раскрытием, трансформировавшегося в позднемордовике в островную дугу.

На коллизийные каледонские структуры Убаганской зоны в девоне наложился наземный Центрально-Торгайский вулканический пояс.

В пределах Убаганской зоны широко проявлен ранне-среднетриасовый и юрский рифтогенез. Наиболее крупной и хорошо изученной рифтогенной структурой является Кушмурунский грабен (рисунок 5). В северном направлении Кушмурунская система палеорифтов разветвляется и расширяется, охватывая северную часть Убаганской и Макушинской зон, вблизи их границы с Западной Сибирью.

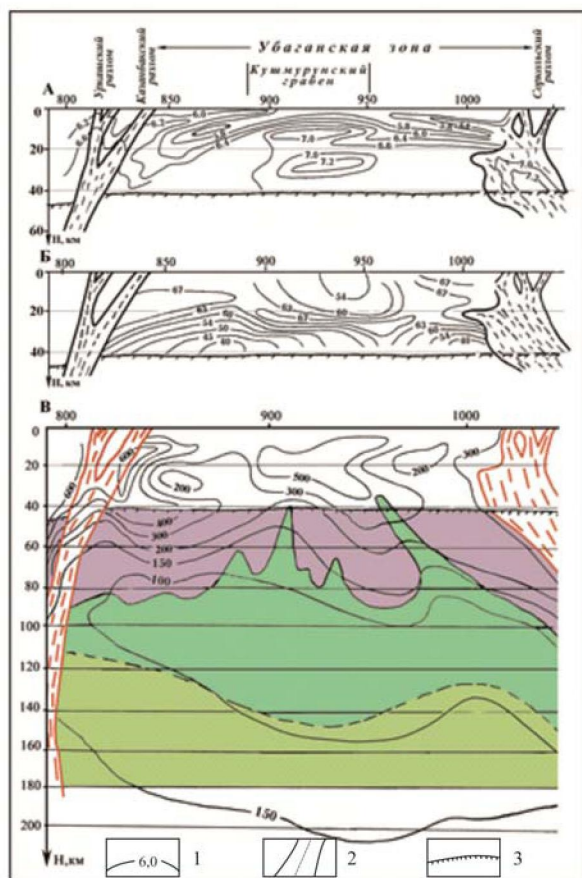


Рисунок 5 – Физические модели литосферы Кушмурунского палеорифта по геотранверсу "Батолит" (пк 800-1000)

Figure 5 – The physical model of the lithosphere Kushmurunskogo paleorift on Geotraverse "Batolit" (PC 800-1000)

Модели: структурно-скоростная – А, содержания SiO_2 по корреляционному соотношению V_p/V_s – Б, геоэлектрическая – В. 1 – изолинии равных значений: скорости распространения сейсмических волн, км/с (А); содержания SiO_2 , % (Б); продольного электрического сопротивления, Ом·м (В); 2 – глубинные разломы; 3 – поверхность Моховичича.

В структурном плане Убаганская зона представляет собой линейно-глыбовое поднятие сложного строения. Северо-Восточный мегаблок зоны раннемезозойским Кушмурунским грабеном разделен на два блока: Демьяновский (на севере) и Егенкульский (на юге). Строение палеозойского основания Центрального мегаблока Убаганской зоны наиболее проблематичное. Отвечающие ему аномальные гравитационное и магнитное поля не выразительные, "бесструктурные". На "Карте варисцийской структуры Казахстана и прилегающих территорий" (Абдулин, Зайцев и др., 1976), здесь выделен Центрально-Торгайский блок докаледонид. В южной части этого блока скважинами на глубине 1,5-2,0 км вскрыты отложения раннего протерозоя: амфиболиты, амфиболовые сланцы, гранат-биотитовые гнейсы бектурганской серии; гранито-гнейсы, двуслюдяные сланцы, порфиroidы майтубинской серии. Поэтому нами принята точка зрения авторов указанной карты. С определенной долей условности, в структурах основания нами выделяется коллизионный шов сочленения Центрально-Торгайского блока со структурами Байконурской пассивной окраины.

С юго-запада Центрально-Торгайский блок ограничен скрытой диагональной структурой, предположительно представляющей северо-западное продолжение палеозойского складчатого пояса Каратау. Возможно, что выдвигание структур Каратау в основание Торгайского прогиба произошло в процессе продольного правостороннего сдвигового перемещения.

В юго-восточном мегаблоке основания Торгайско-Сырдарьинского прогиба по геофизическим данным выделяются Присырдарьинские блоки докембрия, торцовоприсоединяющиеся к Чаткало-Кураминскому складчатому поясу. В осевой части мегаблока сформировался Сырдарьинский остаточный бассейн позднедевонско-раннекаменноугольного возраста. С северо-запада мегаблок ограничен складчатым поясом Каратау.

Для западной окраины Центрально-Торгайского и Юго-Восточного мегаблоков, так же как и для Северо-Восточного, характерны наложенные вулканические впадины девонского вулканического пояса. В Северо-Восточном мегаблоке вулканы D_{1-2} вскрыты многочисленными скважинами, а в Центрально-Торгайском и Юго-Восточном – выделены по характерным магнитным аномалиям.

В конце венда-первой половине раннего кембрия Каратау-Байконурская часть палеоокеанического бассейна характеризовалась корой переходного типа. Бассейн разделял микроконтиненты: Улытау-Каратауский, Северо-Тяньшаньский, расположенные с восточной стороны, и Сырдарьинско-Каракумо-Таримский – с западной. Западным ограничением Улытау-Каратауского микроконтинента являлась Ишим-Сарыджазская пассивная континентальная окраина. Согласно данным М. А. Азербаяева, в конце венда-раннем кембрии вдоль этой окраины формировалась трансгрессивная серия осадков внешнего шельфа и континентального склона в условиях одностороннего грабена [8, 9]. Последующие схемы реконструкции для конца раннего-начала среднего кембрия и раннего ордовика принципиально не отличаются от предыдущей: накапливаются отложения трансгрессивной серии континентального склона, континентального подножья, приконтинентальной абиссальной равнины и зоны перехода от приконтинентальной к пелагической области абиссальной равнины. По циклокомплексу Уилсона эти образования соответствуют стадии зрелости и отвечают батинальному и таласобатинальному комплексам, образовавшимся в условиях продолжающегося раскрытия палеобассейна [9].

Ширина Каратау-Байконурского бассейна сильно сократилась в позднеордовике, наступила стадия упадка, сформировался регрессивный ряд отложений континентального подножья и шельфового моря [9].

По данным А. М. Диденко и А. А. Моссаковского, поздний ордовик стал временем закрытия Палеоазиатского океана и начала образования океанических структур новой генерации (деструктивные океанические бассейны). Первые признаки этих бассейнов проявились в ордовике, но максимального развития они достигли в конце силура-начале девона. К этому времени относится формирование двух крупных океанических бассейнов – Туркестанского и Южно-Монгольского, принадлежащих единой системе (Палеотетис I) [10, 11]. Туркестанский палеоокеан в момент раскрытия имел меридиональную ориентировку и располагался между Катазией (Таримский, Афгано-Таджикский и Каракумский микроконтиненты) и каледонским континентом Казахстана. Раскрытие Каратау-Байконурского палеоокеанического бассейна рифтогенного типа не привело к формированию зоны спрединга и становлению океанической коры. Поэтому Ишим-Сарыджазская зона осталась пассивной континентальной окраиной.

Сейсмическими наблюдениями по профилю "Туркестан-Навои" в ЗК Сырдарьинской впадины установлена структура "задвигового" типа (рисунок 6). На глубине от 20 до 25 км она имеет ширину до 150 км, а на глубине 12 км – менее 25 км. Ядерная часть этой структуры сложена комплексом пород с низкой скоростью (до 5,6 км/с), а надвинутые юго-западное и северо-восточное крылья – с высокой (до 6,8 км/с). Гранулит-базитовый слой в ее основании имеет повышенную мощность (до 25 км). По-видимому, эта структура представляет собой современный реликт Ишим-Сарыджазского рифта в пределах Сырдарьинского микроконтинента.

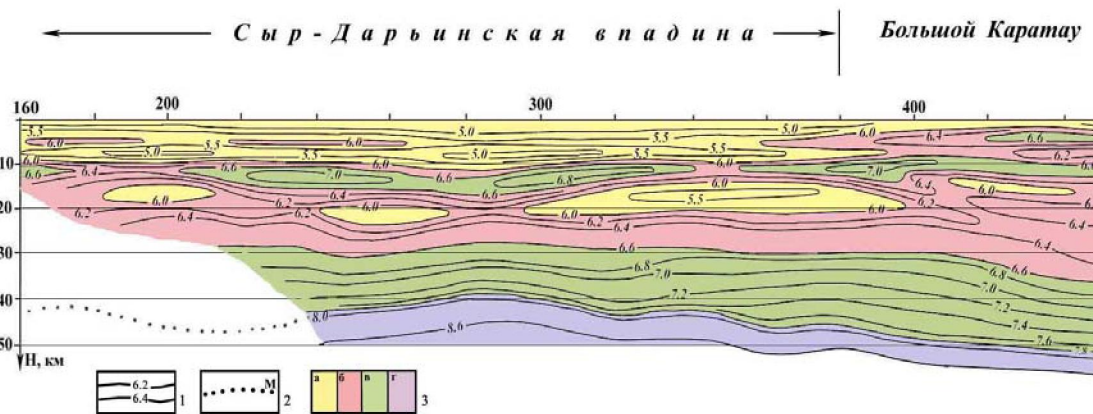


Рисунок 6 – Фрагмент структурно-скоростной модели разреза ЗК и ВМ по профилю МОВЗ-ГСЗ "Туркестан-Навои" (по В. И. Шацкилову, 1993)

Figure 6 – Detail of structural-velocity model cut ZC and VM on the profile of MOVZ-GSZ "Turkistan-Navoi" (according to V. I. Shatsilov, 1993)

1 – линии равных значений скорости распространения сейсмических волн, км/с; 2 – поверхность М; 3 – вещественно-структурные комплексы ЗК и ВМ, характеризующиеся: $V_p < 6,0$ км/с – а, $V_p = 6,0-6,6$ км/с – б, $V_p = 6,6-7,8$ км/с – в, $V_p > 7,8$ км/с – г.

Улытауский и Сырдарьинский микроконтиненты были вновь спаяны в единый континентальный массив в конце раннего-начале среднего девона, образуя юго-восточный край Казахстанского девонского континента. В Туркестанском океане образовалась зона спрединга, торцово сопряженная с таковой Уральского океана. Под влиянием этих зон спрединга по южному и юго-восточному краям Казахстанского континента возникла активная континентальная окраина, сформировавшая Торгайский девонский краевой вулканический пояс.

Континентальная коллизия (смыкание Казахстана и Киргизии) произошла в среднем карбоне. Вместе с закрытием океанических бассейнов Палеотетиса I западнее, в пределах Катазии, в раннем карбоне формируется система океанических бассейнов Палеотетиса II (Внутренне-Монгольский, Южно-Гиссарский, Северо-Памирский). В конце раннего карбона вдоль северной периферии Палеотетиса II появляются островные дуги, а в среднем карбоне бассейны закрываются, в связи с коллизией Северной Евразии, Таримского и Афгано-Таджикского гондванских микроконтинентов. Внутренне-Монгольский палеоокеан просуществовал дольше, до поздней перми включительно. В результате коллизии Казахстанского и осколков Гондванского континентов, вдоль юго-восточной континентальной окраины сформировался Убаганско-Кураминский окраинно-континентальный вулканический пояс (C_3-P_1).

И уже в триасе континентальная коллизия завершила формирование Центрально-Азиатского складчатого пояса, который вместе с Южно-Китайским континентом и несколькими гондванскими микроконтинентами вошли в состав Евразийского суперконтинента.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Щербя Г.Н., Попов А.А. Некоторые данные о мощности земной коры в южной части восточного Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. – 1962. – Вып. 3(48). – С. 18-27.
 [2] Морозов М.Д., Бродовой В.В., Бекжанов Г.Р., Колмогоров Ю.А., Кузьмин Ю.И., Куминова М.В., Эйдлин Р.А., Гольдшмидт В.И. Основные геологические структуры Восточного Казахстана и Мугоджар по региональным геофизическим исследованиям // Изв. АН КазССР. Сер. геол. – 1963. – Вып. 2(53). – С. 3-13.

- [3] Антоненко А.Н., Бикеев В.С., Аргынов Т.Х., Дубровин Г.К. Глубинное строение складчатых районов Казахстана по сейсмическим данным // Геология и металлогения Казахстана. – Алма-Ата, 1989. – С. 162-173.
- [4] Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д. Геологическая природа и металлогеническое значение поверхности Мохоровичича в Казахстане. – Глубинное строение и металлогения Казахстана. – Алматы, 1997. – С. 44-53.
- [5] Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д., Бикеев В.С., Шабалина Л.В. Изучение геологической природы поверхности Мохоровичича в Казахстане // Геофизика. – 2000. – № 5. – С. 55-59.
- [6] Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и глобальная геотектоника // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. – Т. 2. – М.: ГЕОС, 2001. – С. 94-97.
- [7] Любецкий В.Н., Бикеев В.С., Шабалина Л.В. Проблемы изучения глубинного строения Казахстана на основе данных взрывной сейсморазведки прошлых лет // Геология Казахстана. – 2002. – № 2(375). – С. 4-12.
- [8] Азербайев Н.А. Осадочные фации венда и нижнего палеозоя каледонид западной части Центрального и Южного Казахстана: Автореф. дис. ... докт. г.-м. наук. – Алматы, 1997. – 51 с.
- [9] Азербайев Н.А. Каледонский циклокомплекс в отложениях венда-раннего палеозоя Ишим-Каратауской структурно-формационной зоны (Казахстан) // Литология и полезные ископаемые. – 2001. – № 1. – С. 16-25.
- [10] Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамические реконструкции Палеоазиатского океана с использованием палеомагнитных и геологических данных // Геология и геофизика. – 1994. – № 7-8. – С. 59-75.
- [11] Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. – 1994. – № 7-8. – С. 59-75.

REFERENCES

- 1] Shcherba G.N., Popov A.A. Some data on the power of a terrestrial kra in the southern part of east Kazakhstan // News AN KazSSR. Ser. geol. 1962. Issue 3(48). P. 18-27.
- [2] Morozov M.D., Brodovoi V.V., Bekzhanov G.R., Kolmogorov Yu.A., Kuzmin Yu.I., Kuminova M.V., Eydlin R.A., Goldshmidt V.I. The main geological structures of East Kazakhstan and the Mugodzhur Hills on regional geophysical surveys // News AN KazSSR. Ser. Geol. 1963. Issue 2(53). P. 3-13.
- [3] Antonenko A.N., Bikeev V.S., Argynov T.H., Dubrovin G.K. A deep structure of the folded regions of Kazakhstan according to seismic data // Geology and the metalgenius of Kazakhstan. Alma-Ata, 1989. P. 162-173.
- [4] Lyubetsky V.N., Lyubetskaya L.D. The geological nature and metallogenicheskoy value of a surface of Mokhorovichich in Kazakhstan. Deep structure and metalgenius of Kazakhstan. Almaty, 1997. P. 44-53.
- [5] Lyubetsky V.N., Lyubetskaya L.D., Bikeev V.S., Shabalin L.V. Studying of the geological nature of a surface of Mokhorovichich in Kazakhstan // Geophysics. 2000. N 5. P. 55-59.
- [6] Pavlenkova N.I. Structure of crust and top cloak and global geotectonics // Tectonics of the neogay: general and regional aspects. Vol. 2. M.: GEOS, 2001. P. 94-97.
- [7] Lyubetsky V.N., Bikeev V.S., Shabalin L.V. Problems of studying of a deep structure of Kazakhstan on the basis of the last years given explosive seismic exploration. Geology of Kazakhstan. 2002. N 2(375). P. 4-12.
- [8] Azerbayev N.A. Sedimentary facies of Venda and lower Paleozoic каледонид western part of the Central and Southern Kazakhstan: Avtoref. dis. ... doct. g.-m. of sciences. Almaty, 1997. 51 p.
- [9] Azerbayev N.A. The Caledonian cyclocomplex in deposits of Venda – the early Paleozoic of the Ishim-Karatau structural and formational area (Kazakhstan) // The Lithology and minerals. 2001. N 1. P. 16-25.
- [10] Didenko A.N., Mossakovsky A.A., Pechersky D.M., etc. Geodynamic reconstruction of the Paleoziasy ocean with use of thermomagnetic and geological data // Geology and geophysics. 1994. N 7-8. P. 59-75.
- [11] Didenko A.N., Mossakovsky A.A., Pechersky D.M., etc. Geodynamics of Paleozoic oceans of Central Asia // Geology and geophysics. 1994. N 7-8. P. 59-75.

Л. В. Шабалина, Е. М. Фазылов, Э. С. Мусина, Д. Е. Приходько

ЖШС "Қ. И. Сәтбаев атындағы геологиялық ғылымдар институты", Алматы, Қазақстан

СЫРДАРИЯ АЛҚАБЫНЫҢ ГЕОДИНАМИКАСЫ ЖӘНЕ ТЕРЕНДІКТЕГІ ҚҰРЫЛЫМЫ

Аннотация. Геологиялық орны сипатталған, жиналған мезозой-кайназой қабатындағы Сырдария алқабының негізгі құрылымының, фациалды, литологиялық, және бірінші геохимиялық аймағының жағдайы анықталған. Палеозой және мезозой-кайназой дамуындағы геодинамикалық деңгейлері қарастырылған, сонымен қатар Сырдария алқабының тереңдіктегі құрылымының негізгі келбеті, және оның ішінара жиектері де қарастырылған. Сырдария алқабы өз алдына күрделі, жер қыртысы аз зерттеліп бақыланған. Қазақстан астеносфера мантиясының белсенді қуаттылығының деректері, геофизикалық сараптама негізінде сипатталынған, және бақыланған аймақтың бөлігі, литосфера қабатының тереңдіктегі шекарасының негізінде мәліметтер келтірілген, жер қыртысының құрамын бөлетін, және Мохоровичич беткейінің жоғарғы мантиясы болып табылады.

Жалпыланған геофизикалық мәлідемелер, бізге геологиялық фактілердің мәліметінің жоқтығы, алқаптың фундаменті, және палеозойдың күрделі құрылымды екенін түсіндіреді.

Түйін сөздер: Сырдария алабы, геодинамика, тереңдік құрылым, жер қыртысы, литосфера шекарасы, астеносфера, мантия, сейсмика, даму.