

УДК 551.2 (574.3)

Л.Д. ЛЮБЕЦКАЯ¹, А.Т. УРДАБАЕВ², Л.В. ШАБАЛИНА³, В.С. БИКЕЕВ⁴

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА РАЗВИТИЯ ЖЕЗКАЗГАН-САРЫСУЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Металогенді бағытты анықтайтын Жезказған-Сарысу ойысының терең түзілуі мен геодинамикасы дамуының ерекшеліктері суреттелген.

Охарактеризованы особенности глубинного строения и геодинамики развития Жезказган-Сарысу́йской впадины, определившие ее металлогенический профиль.

Characteristic properties of deep-seated structure and geodynamics of development of the Zhezkazgan-Sarysu depression, responsible for its metallogenic profile, have been specified.

Представления о глубинных неоднородностях литосферы Жезказган-Сарысу́йской впадины базируются, главным образом, на анализе данных сейсмометрии, и, в меньшей мере, грави- и магнитометрии. В гравитационном и магнитном полях отображены преимущественно структуры каледонского фундамента и останцы разрушенного докембрийского континентального массива.

Объем глубинных исследований в пределах впадины невелик: она пересечена двумя профилями ГСЗ - «Жезказганским» и «Кызыл-Орда-Жетыкунур» и одним профилем МОВЗ-ГСЗ - «Меридиан» (рис. 1). Для составления представительных карт глубинных поверхностей этих наблюдений недостаточно, однако они содержат сведения о строении коры и верхней части мантии, соотношении мощностей верхней, средней и нижней коры, глубине проникновения в литосферу разломов и т.п. Главным фактором при этом является выявление на сравнительно небольших глубинах слоя активной разогретой астеносферной мантии, влиянием которой определялся флюидно-тепловой режим и рудообразование в пределах впадины.

Профили ГСЗ «Жезказганский» и «Кызыл-Орда-Жетыкунур», отработанные в 60-х годах прошлого столетия Д.Н. Казанли, А.А. Поповым, А.Н. Антоненко и другими [6, 9], пересекают впадину в северо-восточном направлении. Исследования по этим профилям ограничивались, в основном, земной корой. Профиль МОВЗ-ГСЗ «Меридиан» («Каратау-Николаевка» по В.И. Ша-

цолову и А.В. Тимушу, 2007) отработан позднее, в 80-е годы, специализированными экспедициями треста «Нефтегеофизика» (А.В. Егоркин, М.С. Эренбург, Э.В. Исанина). Он проходит в близмеридиональном направлении через центральную часть впадины и охватывает не только земную кору, но и верхнюю мантию до глубины 70 км. В юго-восточной части впадины сейсмические наблюдения отсутствуют.

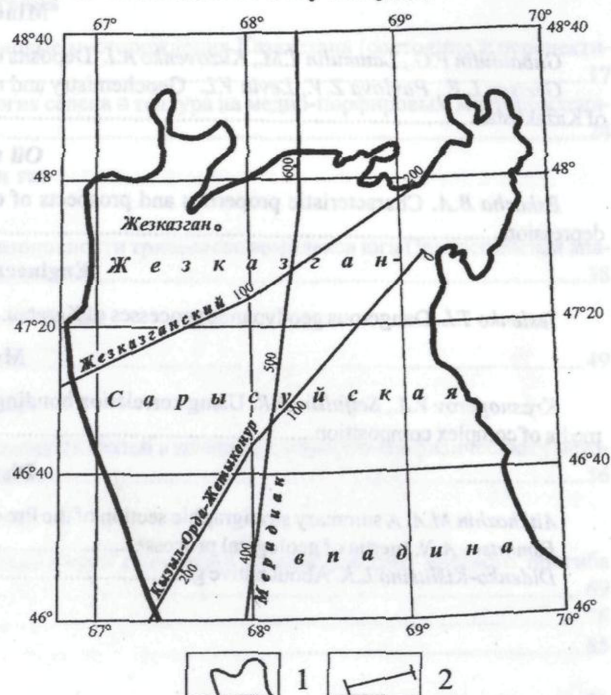


Рис. 1. Схема расположения сейсмических профилей
1 – контур впадины; 2 – линии сейсмических профилей.

^{1,3,4} 050010 г. Алматы, ул. Кабанбай батыра, 69а. Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева.

² Казахстан. 050010. г. Алматы, ул. Кабанбай батыра 69а. РГП «Специализированное гравиметрическое предприятие»

В.И. Шацкиным и А.В. Тимушем (2007) консолидированная кора Казахстана по скоростным параметрам подразделяется на: 1) верхнекоровый гранито-гнейсовый (сиалический) слой, включающий вулканогенно-метаморфический палеозойский комплекс ($V_p=5,6-6,0$ км/с, $\sigma=2,65$ г/см³) и метаморфический комплекс докембрия ($V_p=6,0-6,4$ км/с, $\sigma=2,75$ г/см³); 2) среднекоровый гранулит-гнейсовый (базитовый) ($V_p=6,4-6,8$ км/с, $\sigma=2,85$ г/см³); 3) нижнекоровый гранулит-базитовый (ультрабазитовый) ($V_p=6,8-7,2$ км/с, $\sigma=2,95$ г/см³); 4) переходный слой от коры к мантии (коромантийная смесь) ($V_p>7,2$ км/с, $\sigma=3,05-3,15$ г/см³). Верхняя мантия указанными исследователями подразделена на: 1) активную ($V_p<8,2$ км/с), 2) нормальную ($V_p=8,2-8,4$ км/с, $\sigma=3,29$ г/см³) и 3) высокоскоростную ($V_p>8,4$ км/с, $\sigma=3,32-3,35$ г/см³).

И.К. Джукебаевым, С.Л. Брызгаловым и др. [3, 4] при моделировании геолого-геофизических разрезов Жезказган-Сарысуьской впадины по гравитационному полю принята трехслойная модель земной коры для древних платформ, разработанная на примере Кольской сверхглубокой скважины: гранито-гнейсовый, гранулит-гнейсовый (гранулит-базитовый) и нижний (гранулит-ультрабазитовый) слои. Гранито-гнейсовый слой подразделен на два подслоя: нижний – интенсивно гранитизированные образования архея-нижнего протерозоя и верхний – образования протерозоя.

Нами, вслед за большинством исследователей (Д.Н. Казанли, А.А. Попов, Т.А. Акишев, А.Н. Антоненко и др.) в земной коре условно выделяются вулканогенно-осадочный ($V_p<6,0$ км/с), гранитно-метаморфический ($V_p=6,0-6,6$ км/с) и гранулит-базитовый ($V_p>6,6$ км/с) слои, без расчленения.

По данным ГСЗ, мощность ЗК в пределах впадины колеблется от 38 до 42 км (в бортах). В целом впадине отвечает общее изометричной формы поднятие условной границы коры и мантии – поверхности Мохоровичича (М) амплитудой в 3–4 км. Восточнее и западнее впадины эта граница погружается до гипсометрического уровня 45–46 км. Поднятие амплитудой в 5–7 км фиксируется и по кровле гранулит-базитового слоя. Поверхность М условно фиксируется скоростью $V_p=8,0-8,2$ км/с, гранулит-базитового – $V_p=6,6$ км/с.

На схеме поверхности М, составленной Н.К. Булиным, Р.А. Эйдиным и др. (1983) по материа-

лам МОВЗ-ГСЗ, Жезказган-Сарысуьской впадине отвечает группа овально-линейных поднятий северо-северо-западного направления с глубиной до поверхности М, равной 40 км, на фоне средней глубины 42 км. Поднятия тяготеют большей частью к зоне Восточно-Улытауского разлома, образуя цепь овальных структур с повышенными значениями скорости (8,3–8,5 км/с) вблизи поверхности М. К одному из таких широких поднятий изометричной формы тяготеет Жезказганская группа месторождений. Самая минимальная глубина до поверхности М, равная 38 км, характерна для района Кумулинской синклинали. Здесь поднятие поверхности М вытянуто в меридиональном направлении. В бортах впадины отмечается общая тенденция поверхности М к погружению. В пределах Жезказганской синклинали сохраняются средние значения глубины до поверхности М в 40–42 км.

На структурной схеме подошвы земной коры и мощности активной мантии Казахстана масштаба 1:5 000 000 (В.И. Шацкинов и др. 2004) Жезказган-Сарысуьская впадина охарактеризована одной изолинией – 40 км.

По профилю МОВЗ-ГСЗ «Меридиан» (рис. 2) на отрезке между пк 300–600 поверхность М зафиксирована на глубинах 39,5–40 км от поверхности. На этом основании В.Н. Любецким и др. (1995) вдоль этой части профиля выделено узкое поднятие поверхности М меридионального направления. Второе более локальное поднятие поверхности М северо-западного направления также глубиной до 38,4–38,9 км зафиксировано между 69–70° в.д. и 46–47° с.ш. В западном направлении от профиля мощность ЗК постепенно возрастает до 46 км в Улытау (профиль ГСЗ «Кызыл-Орда-Жетыкунур»), а в восточном – до 48 км в Шу-Илийском поясе (профиль МОВЗ-ГСЗ «Песчаный»).

В районе пк 520–580 отмечается подъем слоя активной астеносферной мантии с пониженной скоростью (8,0 км/с) и плотностью (2,85 г/см³), сверху перекрытого слоем более плотной мантии ($V_p=8,6$ км/с, $\sigma=3,0$ г/см³). Таким образом, в скоростной модели верхняя мантия представлена двумя слоями: верхним, мощностью 20–25 км и нижним. Разделяющая эти слои граница M_1 располагается в среднем на глубине 62 км. Судя по физическим параметрам, нижний слой представляет собой более разогретый, легкий, исто-

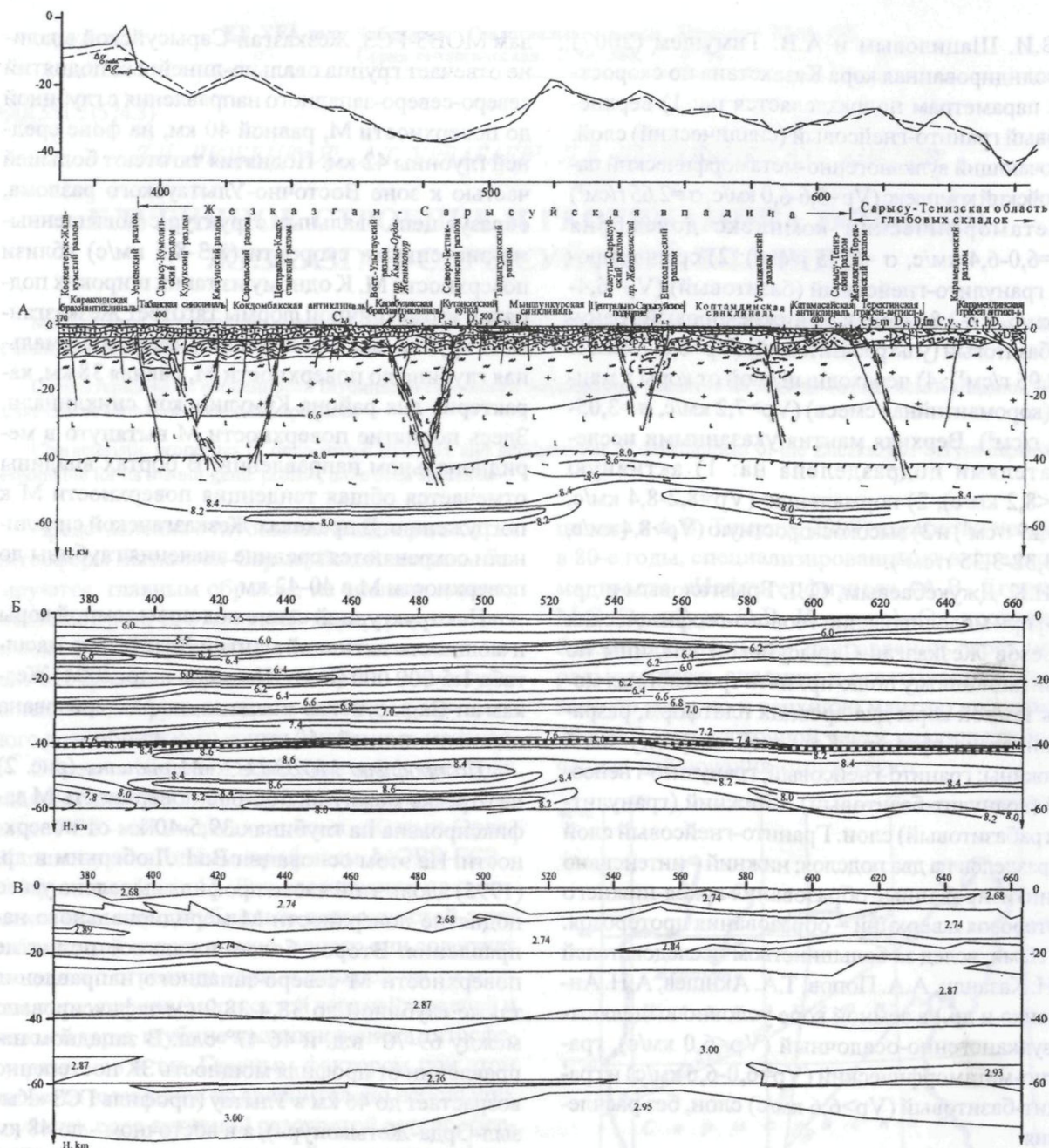
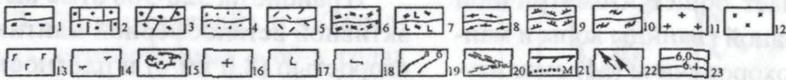


Рис. 2. Модели по профилю “Меридиан”: геолого-геофизическая - А, структурно-скоростная (по В.И. Шацлову, 1993) -Б, плотностная – В.



Геологические формации: 1 - красноцветная карбонатно-терригенная, соленосная ($P_{1,2}kp$); 2 - красноцветная терригенная меденосная ($P_{1zd}, C_{3dz}, C_{2ts_1}$); 3 - карбонатно-терригенная (C_{vs}); 4 - красноцветно-пестроцветная молассовая ($D_{2,3}$); 5 - вулканогенно-риолитовая ($D_1, D_{1,2}$); 6 - пестроцветная терригенная, вулканогенно-терригенная ($O_{1,2}, O_3$); 7 - вулканогенно-терригенная (Pz); 8 - железисто-кварцито-сланцевая ($R_{1,2}, R_3$); 9 - терригенная (амфиболит-сланцево-гнейсовая бектурганская серия PR_1); 10 - гранито-гнейсовая (гранитизированные образования - гнейсы, гранито-гнейсы). Интрузивные породы: 11 - граниты; 12 - диориты, граптодиориты; 13 - габброиды; 14 - ультрабазиты; 15 - промежуточный очаг выплавления диорит-гранодиоритовых магм.

Глубинные слои: 16 - гранитно-метаморфический; 17 - гранулит-базитовый; 18 - верхняя мантия. Разломы: 19 - проникающие в базальтовый слой и верхнюю мантию (а), в каледонском фундаменте (б); 20 - надвиги, сдвиги; 21 - поверхность Мохоровичича; 22 - направление движения тепловых и флюидных потоков; 23 - изолинии скоростей, (км/с).

щенный астеносферный слой, выступающий к поверхности в форме пологого мантийного астенолита (плюма). Кровля плюма, расположенная в эпицентре (пк 520-580) на глубине 50-55 км, в южном направлении погружается на глубину 90 км (пк 320), а в северном - на 85 км, до Кипшакского разлома, разграничивающего Сарысу-Тенизское поднятие и Тенизскую впадину. Мощность верхнего слоя, заключенного между границами М и М₁, также возрастает в северном и южном направлениях за пределами впадины, где верхний слой мантии расслоен, с частыми инверсиями скорости. В зоне Восточно-Улытауского разлома отмечается уступообразный «излом» границ М и М₁.

В.И. Шапиловым и А.В. Тимушем (2007) по профилю «Меридиан» выделяется обширный подкоровый слой активной мантии, с минимальными значениями скорости < 7,6 км/с, прослеживающийся в области Шу-Сарысуйской и Жезказган-Сарысуйской впадин начиная с глубины 60-70 км с отдельными локальными поднятиями. В нижней части коры выделен слой коромантийной смеси, наиболее мощный в области поднятия активной мантии.

Кровля нижнего, гранулит-базитового, слоя ЗК (граница К), по данным Н.К. Булина, Р.А. Эйдлина и др. (1983), располагается на глубине от 20 до 26 км; преобладающая средняя глубина ее залегания 20 км. В пределах Жезказганской синклинали выделяется локальное поднятие этой границы, ориентированное в меридиональном направлении. Локальные повышения границы К характерны для зоны Восточно-Улытауского разлома и всей западной части Жезказган-Сарысуйской впадины. Восточная часть впадины характеризуется более устойчивыми значениями глубины залегания кровли гранулит-базитового слоя, в основном, на 20 км. Структурный план этой поверхности в западной части впадины меридиональный, в восточной - северо-западный и близширотный. Мощность гранулит-базитового слоя колеблется от 16 до 24 км.

В пределах профиля «Меридиан» кровля гранулит-базитового слоя, условно принятая по изолинии скорости 6,6 км/с, в точке пересечения с «Жезказганским» профилем (пк 560) расположена на глубине 22 км, а мощность слоя составляет 16-18 км, т.е. слой над выступом астеносферной мантии в эпицентре как бы утоняется. В зо-

нах Восточно-Улытауского и Жезказган-Теректинского разломов он образует линзообразные раздувы, причем приращение слоя наблюдается как снизу (Восточно-Улытауский разлом,.pk 480), так и сверху (Жезказган-Теректинский разлом,.pk 620). Утонение гранулит-базитового слоя над сводовой частью мантийного астенолита может свидетельствовать о том, что наиболее активно мантийно-коровые взаимодействия (насыщение коры мантийной компонентой - ее базификация) протекали по периферии плюма - в зонах краевых восстающих глубинных разломов. На участке между Белеуты-Сарысуйским и Жезказган-Теректинским разломами (пк 540-610) верхняя часть гранулит-базитового слоя расслоена, что подчеркивается инверсией скорости.

По профилю «Жезказганский» (рис. 3) поверхность М испытывает общее поднятие между.pk 120-170. На участке пересечения с профилем «Меридиан» (пк 145) глубина до поверхности М составляет 40 км. Область, отвечающая Кенгир-Кутансорскому прогибу в герцинском структурном этаже (пк 50-100) отмечается прогибом поверхности М глубиной до 45 км. В пределах поднятия (пк 110-200) мантия расслоена: верхний слой мощностью от 10 до 15 км характеризуется более высокой плотностью в сравнении с нижним.

Над апикальной частью поднятия активной астеносферы и поднятия границы М, наблюдается резкое разрастание («раздув») гранулит-базитового слоя в форме запрокинутого к юго-западу выступа (пк 110-150). Его кровля фиксируется на глубине 17-18 км. Поднятие асимметричное с крутым юго-западным и более пологим северо-восточным крыльями. В скоростной модели оно фиксируется резким подъемом изолиний скоростей (7,2-6,6 км/с) и их сближением в верхней части слоя в виде узкой субгоризонтальной зоны градиентов. С северо-востока поднятие гранулит-базитового слоя ограничено зоной Ешкеольмесского глубинного разлома.

Мощность гранитно-метаморфического слоя, ограниченного условно изолиниями скоростей 6,0-6,6 км/с, меняется от 4-7 км в северо-восточной части профиля до 17 км в районе пересечения профилей. В последнем случае, между.pk 30-70 в интервале глубин 12-23 км наблюдается отрицательная инверсия скоростей, значения которых снижаются до 6,0-5,8 км/с. Юго-западнее, меж-

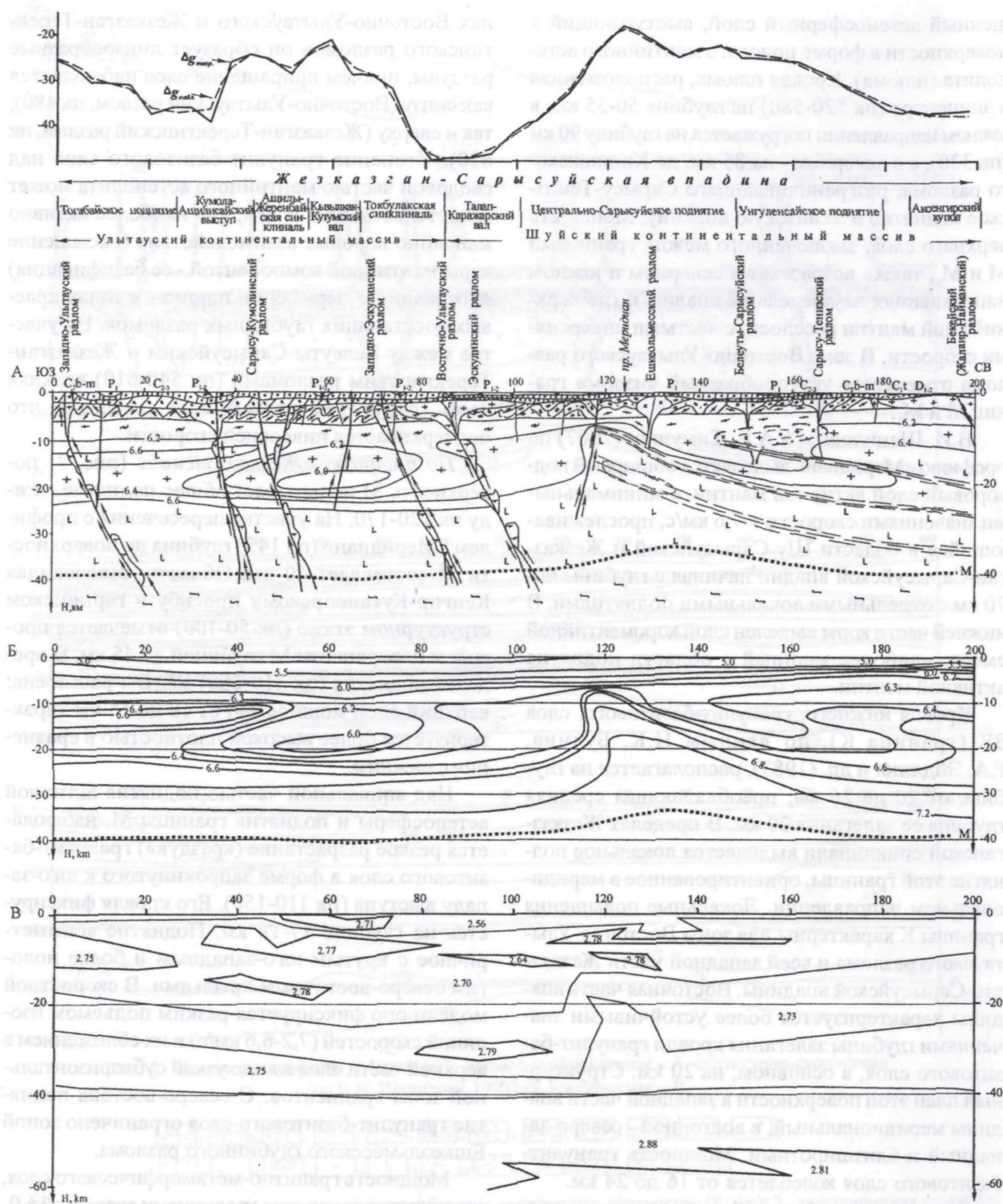


Рис. 3. Модели по «Жезказганскому» профилю: геолого-геофизическая - А, структурно-скоростная (по В.И. Шадилову, 1993) - Б, плотностная - В
Условные обозначения см. на рис. 2.

ду пк 0-50, в интервале глубин 11-16 км имеет место положительная инверсия скоростей до 6,4 км/с и более.

Таким образом, гранитно-метаморфический слой в разрезе по профилю «Жезказганский» образует два блока: юго-западный и северо-восточ-

ный, граница которых проходит на уровне пк 100. В юго-западном блоке подошва гранитно-метаморфического слоя - граница с гранулит-базитовым слоем относительно ровная (интервал глубин 23-25 км), но сам слой расслоен, что подчеркивается инверсией скорости. Между Сарысу-Кумолинским и Западно-Эскулинским разломами вблизи подошвы слоя снижением скорости до 6,0 км/с фиксируется очаг гранитизации.

В северо-восточном блоке в гранитно-метаморфический слой выдвинуты в западном направлении под углом 30-45° две близпараллельные пластины-чешуи гранулит-базитового слоя, поэтому гранитно-метаморфический слой здесь сокращен в мощности и «смят» в пологую сигмоиду, согласно облекающую выступающие чешуи гранулит-базитового слоя. Нижняя граница глубинных надвигов не установлена, поскольку ниже 30 км разрез весьма схематизированный. Амплитуда горизонтальных смещений по глубинным надвигам превышает 50 км.

Мощность базальтового слоя в юго-западном блоке составляет 16-17 км, в северо-восточном, с учетом выдвинутых чешуй - до 30 км. Не исключено, что по глубинным надвигам в ЗК выдвинуто вещество верхней мантии, как это имеет место по профилю «Меридиан» в пределах Тенизской впадины.

В зонах Ешкеольмесского и Белеуты-Сарысу-Кумолинского разломов в плотностной модели по «Жезказганскому» профилю выделяются очаги диоритовых магм (либо скрытые глубинные плутоны гранодиорит-диоритов) с плотностью 2,78-2,80 г/см³.

Мощность вулканогенно-осадочного слоя ($V_p < 6,0$ км/с) включая каледонские комплексы, по «Жезказганскому» профилю колеблется от 4 км на северо-восточном конце профиля до 6 км в районе пересечения профилей «Жезказганский» и «Меридиан».

Профиль ГСЗ «Кызыл-Орда-Жетыконур» (рис. 4) в квазиplatformенном этаже пересекает преимущественно области прогибов, поэтому мощность отложений последнего по разрезу достигает 4-5 км (за исключением Тобылгинского поднятия). Каледонский фундамент неоднороден по составу: в юго-западной части профиля (пк 250-120) он представлен гранито-гнейсами и гнейсами раннего протерозоя, сланцами и железистыми кварцитами позднего протерозоя (карсак-

пайская серия), а северо-восточнее Восточно-Улытауского разлома - главным образом, раннекаледонскими вулканогенно-терригенными комплексами и гранитоидами. Мощность образований каледонского фундамента по разрезу колеблется от 3 до 5 км. Наибольшая мощность вулканогенно-осадочного слоя в целом характерна для шовной зоны Восточно-Улытауского разлома, за счет встречных надвигов, аккреции и «скупивания» каледонских комплексов.

Гранитно-метаморфический слой в пределах профиля не выдержан в мощности. Для него характерны многочисленные инверсии скорости, что свидетельствует о его неоднородности и неравномерном насыщении базитовым веществом. Так, в зоне Сарысу-Кумолинского разлома на глубине 8-10 км фиксируется тело со скоростью 7,0 км/с и плотностью 2,80 г/см³. В области Западно-Улытауского разлома (пк 215) подошва гранитно-метаморфического слоя фиксируется на глубине 20-22 км, Сарысу-Кумолинского (пк 165) - на 16 км, Восточно-Улытауского (пк 125) и Ешкеольмесского (пк 70) - на 25-26 км. Резкое сокращение мощности гранитно-метаморфического слоя (до 8-10 км) наблюдается на участке профиля между пк 180-120, где изолинии скорости 6,6-7,0 км/с образуют отчетливое грибовидное поднятие амплитудой до 10 км.

Таким образом, на этом участке линзообразно увеличивается до 25 км мощность гранулит-базитового слоя на фоне средней мощности этого слоя по разрезу в 20 км. Значения скорости в гранулит-базитовом слое, в отличие от гранитно-метаморфического, нарастают постепенно, без инверсий.

Поднятию кровли гранулит-базитового слоя соответствует пологое поднятие границы М от 46 км в Южном Улытау до 39 км в зоне Сарысу-Кумолинского разлома. Указанный разлом пересекает центральную часть поднятия кровли гранулит-базитового слоя и границы М, а Восточно-Улытауский разлом - его северо-восточную краевую часть. Граница М в зоне Восточно-Улытауского разлома разорвана и опущена по вертикали на 2-4 км.

В целом, Р-скоростная модель земной коры в пределах Жезказган-Сарысу-Кумолинской впадины соответствует платформенному типу с общей мощностью порядка 40-42 км, примерно равными средними значениями мощности сиалического и

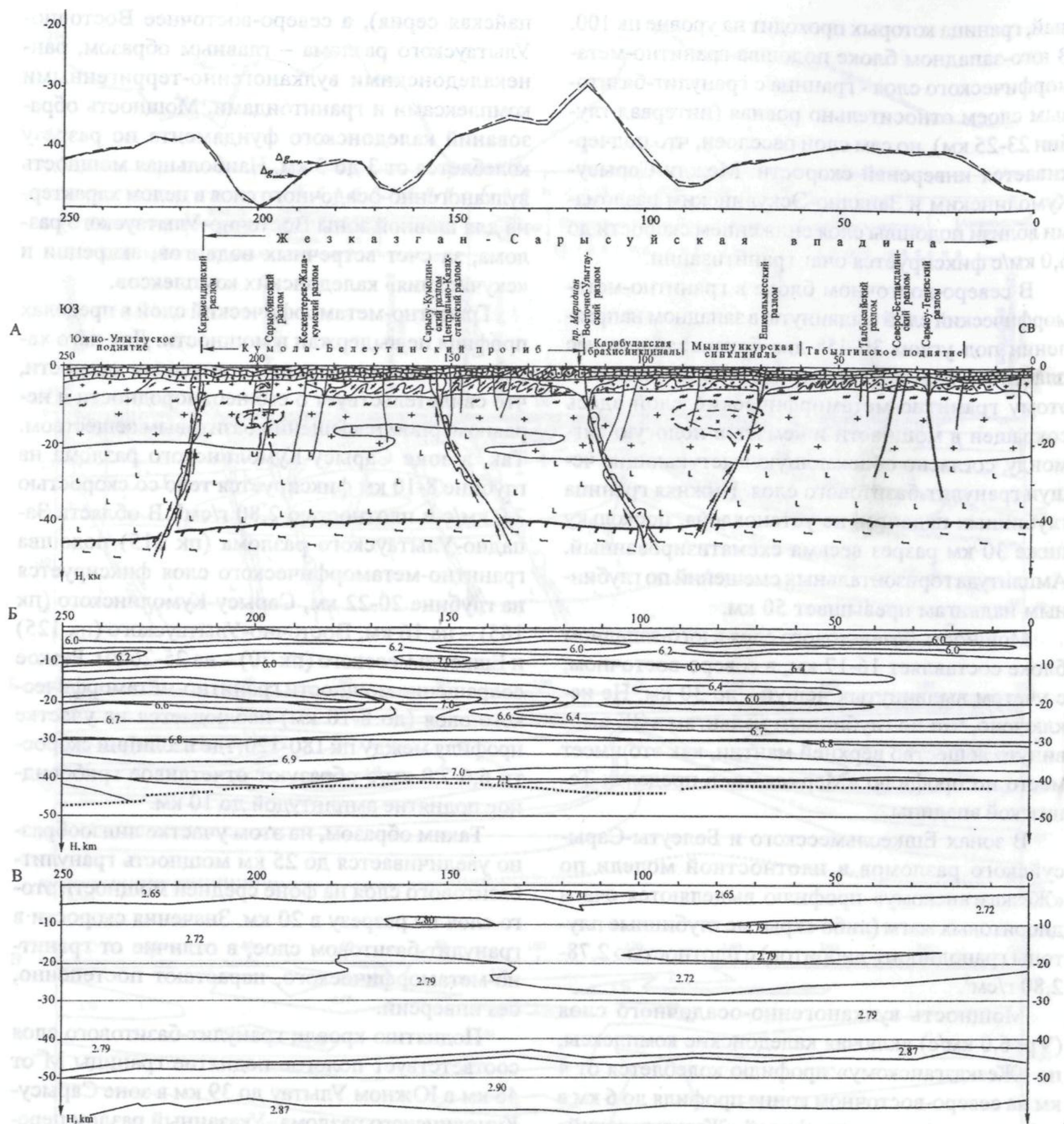


Рис. 4. Модели по профилю «Кызыл-Орда-Жетыкнур»: геолого-геофизическая – А; структурно-скоростная (по В.И. Шацкину, 1993) – Б; плотностная – В. Условные обозначения см. на рис. 2.

базитового слоя, с отдельными усложнениями их внутренней структуры, обусловленными аномальным состоянием подкорковых объемов верхней мантии. «Поток» активной мантии хорошо отображен на трансформантах регионального поля Δg при высоте пересчета 40 и более километров в виде полосы интенсивных положитель-

ных аномалий вдоль меридиана 68° в.д. с эпицентрами в южной и северной частях впадины.

Важным элементом литосферы впадины, подчеркивающим неоднородности ее строения, являются глубинные разломы. Широко проявлены разломы четырех направлений: меридиональные, широтные, северо-западные и северо-восточные.

Меридиональные разломы развитые, главным образом, в пределах Улытау и западного борта впадины, входят в планетарную систему крупнейшего линейного элемента Земли («хр. Чагос – Карское море» по М.А. Фаворской, 1983; медный пояс «Жезказган-Айнак» по М.К. Сатпаевой, 2005). Главные разломы этой системы имели связь с астеносферной активной мантией и служили каналами поступления в земную кору тепла и металлоносных флюидов. Заложение этих разломов древнее, поскольку с ними уже в протерозое было связано формирование рифтогенных трогов.

Дизъюнктивы северо-западного направления представлены системой Жалаир-Найманского и других разломов более высокого порядка, которая в последнее время рассматривается как одна из главнейших сутурных линий Казахстана – коллизийный шов смыкания структур, сформированных на разных мегаблоках докембрийской континентальной коры.

Система разломов северо-восточного направления, по данным С.Л. Брызгалова (1985), связана с Успенской системой сдвигов, которой отводится роль стволовой. Кроме Жезказган-Теректинского, в нее входят Кирейский, Устынжалский, Белеуты-Сарысуйский, Северо-Бетпакдалинский, Жаман-Айбатский, Успенский, Центрально-Казахстанский и множество более мелких субпараллельных разломов. Большинство разломов северо-восточного простирания падают на юго-восток под углом $75-80^\circ$, а Белеуты-Сарысуйский – на северо-восток под углом $75-85^\circ$, навстречу Кирейскому и Жезказган-Теректинскому разломам. В гравитационном поле они выделяются смещениями аномалий силы тяжести; часть разломов, к которым приурочены мелкие интрузии основного состава – положительными магнитными аномалиями. Разломы северо-восточного направления образуют линейную подвижную систему шириной 250-300 км, которая хорошо проявлена на космических снимках.

В южной части Сарысу-Тенизского поднятия и фрагментарно в пределах Жезказган-Сарысуйской впадины проявлена сеть разломов широтного и субширотного направлений, которые увязываются с формированием Кокшетауского сводового поднятия. Все широтные разрывы имеют крутое ($75-90^\circ$) северное падение и амплитуды вертикального смещения до 2-3 км. Предполагается, что они активизировались в конце ран-

некаледонского этапа тектогенеза, поскольку перекрываются образованиями девонского вулканоплутонического пояса.

В процессе эволюции коры разломы всех направлений подвергались существенным преобразованиям: расчленились на отдельные отрезки, смещались (в том числе и глубинными сдвигами), меняли кинематику: сбросы и взбросы в коллизийный этап сменялись сдвигами и надвигами и т.п. Менялась и связь разломов с глубинными слоями земной коры, что подчеркивается составом приуроченных к ним магматитов.

Значительную роль в формировании структурного облика впадины сыграли системы краевых разломов. Глубинные разломы, ограничивающие Жезказган-Сарысуйскую впадину с запада, севера и востока представлены, соответственно, Западно-Улытауским, Жезказган-Теректинским и Жалаир-Найманским (Бекейским, Бетпакдалинским – по разным авторам). Это крупнейшие глубинные линии, по которым отмечается надвигание бортов впадины в сторону ее центральной части.

Западно-Улытауский меридиональный разлом пересечен профилем «Кызыл-Орда-Жетыконур» (пк 214) в области погружения структур Южного Улытау, где он меняет свое меридиональное направление на юго-восточное. Северо-Бетпакдалинским и Успенским разломами северо-восточной ориентировки разлом расчленен на отрезки, смещенные относительно друг друга на 5-10 км. На всем протяжении разлом фиксируется зоной высоких градиентов поля силы тяжести (до 6 мГл/км), особенно резко выраженной на анизотропной трансформации поля – акценте максимумов. Разлом падает к востоку под крутыми углами (до 80°). Для него характерны вертикальные перемещения в сотни метров: амплитуда смещения увеличивается с севера на юг от 400 до 1000 м. В поверхности М разлом выражен разрывом этой границы и ее уступообразным смещением. В зоне разлома отмечается некоторое увеличение мощности гранитно-метаморфического слоя и его разлинзование. Характерен малоамплитудный прогиб поверхности М и мощный гранулит-базитовый слой. Вблизи разлома фиксируется скрытая интрузия габбро-диоритового состава. Кроме того, на значительном протяжении к разлому приурочены скрытые линейные тела ультрабазитов.

Разломы Жалаир-Найманской системы, ограничивающие Жезказган-Сарысуйскую впадину с востока, имеют тенденцию к постепенной смене северо-западного направления на субмеридиональное.

Жалаир-Найманский разлом по геолого-геофизическим данным прослеживается в северо-западном направлении на 800 км, при ширине зоны до 15-20 км. Разлом круто падает на северо-восток под углом 70-75°. Амплитуда горизонтальных сдвигов отдельных отрезков разлома нарушениями северо-восточного направления достигает 2 км, а вертикальных перемещений по осевой плоскости - от 1 до 3 км. Главная стволочная часть разлома перекрыта отложениями позднего палеозоя; на поверхности фиксируются лишь его параллельные ветви (Токмачева, 1971).

Поверхность М висячем боку разлома расположена на глубине 42 км, а в лежащем - на глубине 46 км, образуя уступ в 4 км. По характеру движений разлом представляет собой правосторонний сдвиг-надвиг. Амплитуда сдвига меняется на разных отрезках от 70 до 150 км, надвига - от 10 до 15 км (Суворов, 1968). Главная ветвь разлома под острым углом сечет каледониды Шу-Илийского покровно-складчатого пояса.

Северный отрезок Жалаир-Найманской зоны (Бекейский разлом), представляет собой надвиг с северо-восточным падением сместителя под углом 30-40°. Ширина аллохтонной части не превышает 2,0 км. Амплитуда вертикального смещения по разлому здесь порядка 3,0 км. В своей северной части разлом перекрыт образованиями девонского вулканоплутонического пояса.

Жезказган-Теректинский разлом, отделяющий северный борт впадины от Сарысу-Тенизского поднятия, прослеживается на протяжении порядка 140 км и сопровождается серией оперяющих разрывов, количество которых увеличивается в западном направлении. По характеру движений это взбросо-надвиг. В районе Жезказганского месторождения разлом подворачивает к юго-западу и проявлен крутой флексурой в герцинском структурном этаже и расколом в фундаменте (Иванова, 2004). Плоскость надвига падает к северу под углом от 70 до 90°; с глубиной разлом выполаживается. Амплитуда вертикального смещения по разлому достигает 3,0 км.

В гравитационном поле Жезказган-Теректинский разлом подчеркивается зоной сближенных

градиентов, наиболее ярко проявленной на анизотропной трансформанте - «максимум градиентов». Здесь зона градиентов представлена двумя отрезками: широтным (Теректинским) и северо-восточным (Жезказганским), торцово сочленяющимися между собой. Судя по рисунку изолиний, широтный отрезок наложен на северо-восточный. Последний в северо-восточном направлении расщепляется на несколько ветвей.

По профилю МОВЗ-ГСЗ «Меридиан» (пк 610-612) разлом характеризуется потерей скоростей, смещением внутрикоровых и внутримантийных границ, расслоенностью гранитно-метаморфического слоя и резким увеличением мощности последнего в сравнении с таковой в пределах впадины в целом. В своей юго-западной части Жезказган-Теректинский разлом ограничивает с севера гранито-гнейсовый купол, а в восточной - с юга Теректинский плутон гранитоидов.

В магнитном поле разлом выделяется широкой полосой слабоотрицательных аномалий с близширотной ориентировкой изоаномал.

Одним из главных разломов Улытауской системы является *Восточно-Улытауский разлом*, разграничивающий впадину на западную и восточную части. По своей характеристике он отвечает сутуре коллизионного шва смыкания континентальных блоков Кокшетау-Улытауского и Центрально-Казахстанского (Шу-Илийского) континентальных массивов. Вдоль разлома прослеживается цепочка антиклинальных поднятий, в пределах которых образования каледонского этажа подвергались более поздней деформации. К разлому, почти на всем его протяжении, тяготеет цепочка интрузий базитового и ультрабазитового состава, что подчеркивает его связь с верхней мантией. Разлом разграничивает западный и восточный мегаблоки, по разному развивавшиеся уже в раннем палеозое, что фиксируется разным типом структур в каледонском фундаменте.

По данным А.М. Котлярова (1971-1977), А.Л. Колика (1966) и др. в примыкающей к Восточно-Улытаускому разлому полосе антиклинальных поднятий шириной до 25 км докембрийский фундамент приближен к поверхности на глубину 0,5-3,0 км и характеризуется сложным строением: смятием толщ, развитием опрокинутых сжатых складок, надвигов, аккрецией толщ. Учитывая высокое положение астеносферного слоя мантии в зоне разлома, нами допускается полное рас-

крытие рифта вдоль этого разлома, и формирование в его пределах в раннем палеозое офиолитовых и островодужных комплексов, позднее подвергшихся аккреции [7].

Восточно-Улытауский разлом в пределах площади исследований прослеживается на расстоянии свыше 300 км. Белеуты-Сарысуьским и Северо-Бетпакадалинским разломами северо-восточного направления он расчленен на три смещенных относительно друг друга отрезка: северный, центральный и южный. Северный отрезок пересечен профилем ГСЗ «Жезказганский», южный - профилями «Кызыл-Орда-Жетыконур» и «Меридиан». Вблизи поверхности разлом падает к востоку под углом от 60 до 80°, с глубиной постепенно выполаживается. С востока к Восточно-Улытаускому разлому причленяется Эскулинский разлом, с запада - Западно-Эскулинский, образующие на глубине единую систему. На всем протяжении к северному отрезку разлома тяготеют скрытые интрузии базит-гипербазитового состава изометричной и линейной формы, хорошо проявленные локальными максимумами в гравитационном и магнитном полях. Скрытые тела базит-ультрабазитов фиксируются и вблизи Жезказганского рудного поля.

В пределах «Жезказганского» профиля разлом ограничивает с запада поднятие поверхности М и резкое поднятие границ в гранулит-базитовом слое при сравнительно незначительном общем увеличении его мощности. Гранитно-метаморфический слой на этом участке интенсивно расслоен и увеличен в мощности, по-видимому, за счет интенсивной гранитизации и выплавления гранитных магм, а возможно, еще и аккреции. С запада на уровне Белеуты-Сарысуьского разлома к нему близко подходит и практически причленяется Западно-Эскулинский разлом, также сопровождающийся небольшими телами ультрабазитов.

По профилю «Кызыл-Орда-Жетыконур» Восточно-Улытауский разлом прослеживается потерей скоростных границ до глубины 50 км (Антоненко и др., 1969; Попов, 1983). До глубины 19 км он падает вертикально, затем к востоку под углом 80°, постепенно выполаживаясь с глубиной. В пределах этого профиля разлом ограничивает с востока линзу гранулит-базитового слоя резко повышенной мощности, а с запада - поднятия поверхности М и астеносферной активной мантии.

В зоне разлома наблюдается разрыв границы М и ее смещение. Амплитуда вертикального смещения («уступа») этой поверхности достигает 3 км. На этом участке (пк 115) профиль «Кызыл-Орда-Жетыконур» пересекается с профилем МОВЗ-ГСЗ «Меридиан» (пк 468-470) непосредственно в зоне Восточно-Улытауского разлома. По профилю «Меридиан» разлом ограничивает с юга поднятие поверхности М и астеносферного слоя. Гранитно-метаморфический слой в зоне разлома интенсивно расслоен и несколько превосходит по мощности гранулит-базитовый. Последний на этом участке приобретает линзовидную форму.

Южный отрезок Восточно-Улытауского разлома также трассируется телами базит-ультрабазитов. Южнее Успенского разлома Восточно-Улытауский разлом ограничивает с юго-запада громадный скрытый плутон гранитоидов, который В.Н. Любецким (2002) трактуется как гранито-гнейсовый купол с большим объемом выплавленных гранитоидов.

Восточно-Улытауский разлом разделяет структуры фундамента, сложенные разнородными комплексами. По данным С.Л. Брызгалова (1985), западнее разлома фундаментом впадины являются верхние части разреза байкалит (зеленые сланцы с горизонтами железистых кварцитов), вблизи разлома - аккреционные коллизионные образования, восточнее - островодужные и коллизионные комплексы каледонид.

Параллельно Восточно-Улытаускому разлому, Жезказган-Сарысуьскую впадину пересекают еще два протяженных разлома северо-северо-западного направления - Ешкеольмесский и Сарысу-Тенизский. Большинство исследователей они отнесены к разломам второго порядка, заложенным в гранулит-базитовом слое. В гравитационном поле и его трансформантах они проявлены слабо и фрагментарно, но вместе с тем, в тектонике каледонского фундамента они играют значительную роль. Между этими разломами и особенно вдоль Ешкеольмесского разлома наблюдается полоса скрытых интрузивных тел среднего состава чаще небольших по размерам, но многочисленных. По-видимому, их формирование связано с вторичными очагами плавления в гранитно-метаморфическом слое - источниками дифференцированных магм гибридного состава. Таким образом, указанные разломы ограни-

чивают линейную область андезитоидного магматизма.

Геодинамика формирования Жезказган-Сарысуйской впадины в раннекаледонский этап тектогенеза тесно связана с развитием прилегающих разнородных структур Улытауской, Сарысу-Тенизской и Жалаир-Найманской зон. С раннего палеозоя наметилось отчетливое разграничение Восточно-Улытауским разломом меридиональных структур Улытау, продолжающих развиваться в условиях преобладающей тенденции поднятия, и широтных северо-западных структур Сарысу-Тенизской и Жалаир-Найманской зон. Роль своеобразного барьера с этого времени играет Жезказган-Теректинский разлом, ограничивающий с юга структуры Сарысу-Тенизской зоны. При этом Восточно-Улытауский разлом сохраняет роль крупнейшей тектонической границы и севернее Жезказган-Теректинского разлома, подразделяя Сарысу-Тенизскую зону на западную и восточную части, различающиеся геодинамическим режимом развития и типами разрезом.

Тектонические движения по разломам в девоне, карбоне и перми носили преимущественно глыбовый характер, в результате чего на расчлененном клавишно-блоковом каледонском фундаменте формировались пологие облекающие складки, а вдоль разломов - линейные дислокации и крупные флексуры, частично проявленные на космоснимках.

Представления о геодинамике развития Жезказган-Сарысуйской впадины формировались в течение длительного времени. Большинство исследователей развитие впадины рассматривалось по типу формирования межгорных впадин.

По Ю.А. Зайцеву [5], палеозойские структуры возникли на докембрийском фундаменте единого Казахстанско-Тянь-Шаньского срединного массива, в разной степени разрушенного и переработанного тектоно-магматическими процессами. Крупные средне-позднепалеозойские внутренние впадины (Тенизская, Жезказган-Сарысуйская, Шу-Сарысуйская и др.) рассматривались как структуры квазиplatformенного чехла этого массива в составе ранних каледонид.

На «Тектонической карте областей палеозойских складчатостей Казахстана и сопредельных территорий» масштаба 1:1 500 000, изданной в 1976 г под редакцией А.А. Абдулина, Ю.А. Зай-

цева, Е.И. Паталахи, в составе эпикаледонского платформенного чехла Жезказган-Сарысуйской впадины выделены: нижний ярус, сложенный молассами раннего, среднего и позднего девона, средний ярус с карбонатными и терригенно-карбонатными формациями позднего девона-раннего карбона, верхний ярус - с эвапоритовыми известняками и мергелями C_1 v-s.

А.А. Абдулиным, Е.И. Паталахой [1], М.К. Аполлоновым, Е.И. Паталахой [2] важнейшие особенности тектоники палеозойд Казахстана, в том числе и формирование внутренних впадин, связывались с астенотенной геодинамической моделью, предполагающей существование единого Казахстанского гигантского астенолита с центром под Балхашским мегаблоком древней континентальной коры.

С.Л. Брызгаловым (1985), начало формирования Жезказган-Сарысуйской впадины в качестве краевого молассового прогиба относится к коллизионному этапу развития ранних каледонид, синхронно с формированием девонского наземного вулканоплутонического пояса. В турнейский век территория впадины была покрыта неглубоким эпиконтинентальным морем с карбонатным осадконакоплением. Обособление ее как крупной отрицательной структуры произошло в визейское время в связи с началом континентальной складчатости в Жонгаро-Балхашской области.

Дифференцированное погружение впадины и ее неравномерное заполнение сложно построенной толщей осадков происходило в течение всего позднего палеозоя на фоне общего поднятия территории, периодической регрессии каменноугольного моря и, соответственно прогрессирующей аридизации климата.

Основная аридизация климата произошла в конце позднего карбона-начале перми: к этому времени ослабилась интенсивность накопления меди в осадках таскудукской и джезказганской свит и началось образование красноцветных отложений и солей. Погружение впадины прекратилось в конце перми.

В.Н. Любецким и др. [8] Жезказган-Сарысуйская впадина рассматривается как задуговой, затем тыловой прогиб активной западной окраины Казахстанского континента, сформированный по дальней внешней периферии Балхаш-Илийского средне-позднепалеозойского вулканоплутонического пояса.

нического пояса. Меденосные терригенные отложения впадины по возрасту коррелируются с островодужными и наземными комплексами этого пояса. Аналогично этапам формирования Балхаш-Илийского пояса, в развитии Жезказган-Сарысуйского бассейна выделяются: собственно задуговой этап ($D_3 fm-C_1 t$), тыловой окраинно-континентальный ($C_1 v-C_3$), внутриконтинентальный (Р) и платформенный (Мз-Кз).

Принципиальная важность выделения этого типа мегаструктур в Казахстане заключается в том, что задуговые бассейны в период их формирования характеризуются высокой эндогенной активностью недр, в первую очередь высокими потоками тепла и восстановленных газов из мантии. Установлено, что на этапах формирования Жезказган-Сарысуйского задугового и тылового бассейнов земная кора испытала активные преобразования, связанные с деструкцией. Сформировалось поднятие поверхности М, конфигурация которого в плане совпадает с изопахитами отложений D_3-C_3 , тогда как изопахиты пермского и платформенного мезозой-кайнозойского структурных этажей не согласуются с этим поднятием. На уровне палеозойского фундамента до настоящего времени фиксируется общий аномально-высокий тепловой поток (40 мВт/м^2) с отдельными аномалиями до $60-80 \text{ мВт/м}^2$.

Суммируя изложенные выше точки зрения, а также данные по глубинному строению, можно представить развитие района Жезказган-Сарысуйской впадины по следующей схеме:

- архей-ранний протерозой - стадия формирования зрелой континентальной коры;
- ранний-средний протерозой - растяжение, гранитизация и рифтогенез; формирование взаимосвязанных тектонопар - областей гранитизации с гранито-гнейсовыми куполами и линейных внутриконтинентальных рифтов вдоль меридиональных глубинных разломов (зеленокаменных трогов);
- поздний протерозой (рифей) - закрытие рифтов, пострифтовое воздымание, формирование наземного вулканического пояса с преобладающим риолитовым составом вулканитов;
- венд - завершение коллизионных процессов, начало нового этапа растяжения и деструкции;
- кембрий-ранний ордовик - образование линейного рифта вдоль Восточно-Улытауского разлома с возможным частичным или полным рас-

крытием, а также локальных участков спрединга коры океанического и переходного типов. Процессы деструкции коры и рифтогенеза связаны с деятельностью активной астеносферной мантии, которая в области Жезказган-Сарысуйской впадины и Сарысу-Тенизского поднятия располагается на глубине 60 км. Отдельные локальные поднятия («выступы») до 55-50 км активной мантии и интенсивные мантийно-коровые взаимодействия зафиксированы сейсморазведкой методами ГСЗ и МОВЗ-ГСЗ. Поток активной астеносферной мантии продвигался с юго-востока (Шацлов, Тимуш, 2007). Сравнительно пониженная общая мощность коры в пределах впадины (40 км) близка переходному типу, что также свидетельствует о ее возможном частичном спрединге в раннем палеозое;

- ранний-средний ордовик - формирование островодужных (?) и терригенных комплексов;
- поздний ордовик-девон - начало коллизионного этапа, завершившегося в девоне окончательным оформлением структур ранних каледонид (каледонского фундамента впадины), формированием девонского наземного вулканического пояса и связанных с ним краевых прогибов;
- в живет-франское время вдоль Жезказган-Теректинского разлома проградирует система рифтов Центрального Казахстана, на что указывает присутствие толеитовых базальтов в отложениях этого времени.

Следующие этапы развития впадины связаны с формированием средне-позднепалеозойского Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса:

- $D_3 fm-C_1 t$ - образование задугового бассейна;
- $C_1 v-C_3$ - формирование впадины по типу тылового окраинно-континентального моря;
- Р - перерождение окраинного моря во внутриконтинентальный остаточный бассейн;
- Мз-Кз - платформенный этап развития впадины.

Приведенные выше данные характеризуют глубинное строение Жезказган-Сарысуйской впадины и ее развитие лишь в главных общих чертах. Тем не менее, они уверенно свидетельствуют о широком проявлении в пределах впадины активных мантийно-коровых процессов, что, в свою очередь, позволит глубже понять причины формирования уникального жезказганского металлогенического комплекса медистых песчаников.

На это обратила внимание и М.К. Сатпаева [10], она считает, что месторождение формировалось в результате вторжения в верхние слои литосферы рудоносного термического плюма глубинного происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулин А. А., Паталаха Е. И. Геодинамика земной коры Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1980. 176 с.
2. Аполлонов М. К., Паталаха Е. И. История геологического развития палеозойа Казахстана. – Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, 1981. С. 27-42.
3. Джукеебаев И. К. Некоторые закономерности размещения месторождений меди джезказганского типа в связи с глубинным строением каледонского фундамента. – Геофизические исследования при поисках и разведке рудных месторождений в Казахстане. Алма-Ата: КазИМС, 1978. С. 25-31.

4. Джукеебаев И. К. Глубинное строение Д.

гих рудных полезных ископаемых. – Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. 1979. 29 с.

5. Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улутау. – Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: МГУ, 1961. Т. III. С. 87-98.

6. Казанли Д. Н. Структура Джезказган-Улутауского и Бекпакалинского районов по данным геофизических работ. – Вестник АН СССР. 1957. № 8.

7. Котляров А. М., Колик А. Л., Цареградский В. А., Уразаев Б. М., Користовская Т. И., Альмуханбетов Д. А. Геофизические исследования на закрытых площадях Джезказган-Сарысуйского района. – Геофизические исследования в Казахстане. Алма-Ата, 1965. С. 120-126.

8. Любецкий В. Н., Любецкая Л. Д. Геодинамика, глубинные рудоуплотняющие структуры меднорудных провинций активных континентальных окраин юго-востока Казахстана. – Геология Казахстана. Докл. казахст. геологов на XXXII сессии МГК. Алматы, 2004. С. 73-81.

9. Попов А. А. Сейсмические модели земной коры складчатых сооружений Казахстана и Дальнего Востока. М.: На-

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулин А. А., Паталаха Е. И. Геодинамика земной коры Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1980. 176 с.
2. Аполлонов М. К., Паталаха Е. И. История геологического развития палеозойа Казахстана. – Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, 1981. С. 27-42.

3. Джукеебаев И. К. Некоторые закономерности размещения месторождений меди джезказганского типа в связи с глубинным строением каледонского фундамента. – Геофизические исследования при поисках и разведке рудных месторождений в Казахстане. Алма-Ата: КазИМС, 1978. С. 25-31.

4. Джукеебаев И. К. Глубинное строение Д. Улутауского района по геофизическим данным. – Закономерности размещения месторождений меди, свинца и цинка в Казахстане. Алма-Ата: Наука, 1983. С. 15-24.

5. Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улутау. – Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: МГУ, 1961. Т. III. С. 87-98.

6. Казанли Д. Н. Структура Джезказган-Улутауского и Бекпакалинского районов по данным геофизических работ. – Вестник АН СССР. 1957. № 8.

7. Котляров А. М., Колик А. Л., Цареградский В. А., Уразаев Б. М., Користовская Т. И., Альмуханбетов Д. А. Геофизические исследования на закрытых площадях Джезказган-Сарысуйского района. – Геофизические исследования в Казахстане. Алма-Ата, 1965. С. 120-126.

8. Любецкий В. Н., Любецкая Л. Д. Геодинамика, глубинные рудоуплотняющие структуры меднорудных провинций активных континентальных окраин юго-востока Казахстана. – Геология Казахстана. Докл. казахст. геологов на XXXII сессии МГК. Алматы, 2004. С. 73-81.

9. Попов А. А. Сейсмические модели земной коры складчатых сооружений Казахстана и Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 192 с.

10. Сатпаева М. К. О закономерности размещения медно-цинковых месторождений в Казахстане. – Известия НАН РК. Серия геологическая. 1(411) 2008. С. 15-24.