

палеорифтов – Жаильминского и Успенского, определившего специфику их металлогенической специализации.

Глубинное строение Жаильминского палеорифта изучено Каражальским профилем ГСЗ (А.А. Попов, В.В. Аргентов, А.Б. Оспанов, 1967) и профилями МТЗ (Ж.А. Альмуханбетов и др. 1969). Юго-восточный борт мульды охарактеризован профилями «Жалпакский» (МОВЗ-ГСЗ) и «Караоба-Кулунда» (ГСЗ-МОВ).

Блок земной коры (ЗК), отвечающий Жаильминской грабен-синклинали, резко отличается в разрезе от соседних блоков Атасуйского и Актау-Моинтингского поднятий резкой невыдержанностью скоростных границ и обилием отражающих и преломляющих поверхностей (особенно в нижней половине коры), смещенных по вертикали и горизонтали и образующих резкие перегибы. Внутри гранулит-базитового слоя отчетливо выделены две границы, на глубинах 35 и 42 км, подразделяющие слой на три части. А.А. Поповым и др. (1967) предполагалось, что эти слои соответствуют переходному «диоритовому», «собственно-базальтовому» и смешанному корово-мантийному слоям. Для границы Морховича (M) отмечено аномальное состояние: отсутствие характерного для нее резкого скачка скорости распространения продольных волн, что дало основание предполагать под Жаильминской грабен-синклиналью коро-мантийный слой, т.е. разуплотненную мантию, где произошло обогащение корового вещества мантийным материалом и, наоборот, мантийного-коровым.

В вулканогенно-осадочном слое на глубине 8 км наблюдаются сдвиговые перемещения в северо-восточном направлении, в связи с чем складчатые комплексы Актау-Моинтингского поднятия надвинуты на борт Жаильминской грабен-синклинали.

Строение верхней части разреза Жаильминской грабен-синклинали детализировалось среднечастотной сейсморазведкой, выполненной по двум профилям: Каражальскому и Жайремскому. Согласно полученным данным, грабен-синклиналь в поперечном сечении представляет собой прогиб глубиной 5 км с уступообразным строением крыльев, сформированный на раннепалеозойском основании. Поверхность основания выражена отражающим горизонтом, резко несогласным по отношению к вышележащим субгоризонтальным границам. Ниже этой границы разрез

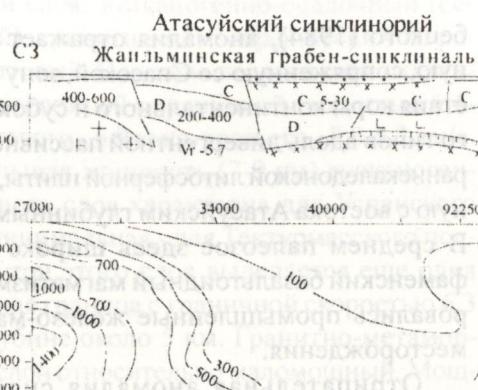
однородный, почти без отражающих площадок. Уверено фиксируется подошва герцинских вулканогенно-осадочных комплексов D_3 - C_1 и D_2 - g - D_3 . Суммарная мощность отложений фамена и живет-франа оценивается в 2-2,5 км. Ниже предполагаются эфузивы $D_{1,2}$, кровля которых отождествляется с границей на глубине около 3 км. Разрез среднедевонско-раннекаменноугольных отложений тонко слоистый; по совокупности отражающих площадок вырисовываются отдельные антиклинальные поднятия и прогибы амплитудой до 500 м.

На западном борту Жаильминской грабен-синклинали граница, отождествляемая с кровлей фундамента, фиксируется на глубине 8 км, т.е. наблюдается ее погружение. Здесь также отмечается антиклинальная структура с сорванным и опущенным западным крылом. Судя по ориентировке отражающих границ, пологое залегание вулканогенно-осадочных комплексов в бортах структуры, вблизи зон ограничивающих разломов, сменяется крутым.

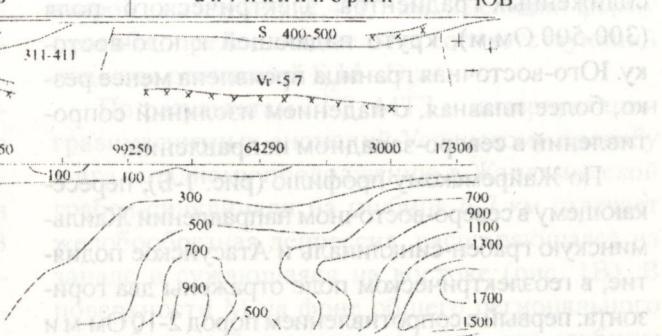
Четко выражены тектонические границы грабен-синклинали: на западе – кругопадающий к северо-востоку сброс, пространственно совпадающий с выявленным по гравимагнитным данным Талдысайским разломом. Северная граница грабена с Атасуйским и южная – с Актау-Моинтингским поднятиями проявлена широкими зонами пониженных скоростей на всю мощность земной коры, отождествляемыми с глубинными разломами.

Примыкающие к Жаильминскому блоку блоки ЗК Атасуйского и Актау-Моинтингского поднятий в верхних горизонтах характеризуются малым количеством отражающих границ и их устойчиво-выдержаным характером. В геоэлектрическом поле по Каражальскому профилю МТЗ (Ж. А. Альмуханбетов, 1969) на глубине 10 км Жаильминская грабен-синклиналь также резко выделяется низкими значениями удельных сопротивлений (100-300 Ом·м) на фоне высоких (500-1800 Ом·м) сопротивлений соседних Атасуйского и Актау-Моинтингского тектонических блоков (рис. 1-А). Низкоомный разрез, очерченный изолинией 100 Ом·м прослеживается до глубины 4,0 км в центральной части прогиба, затем значения сопротивлений возрастают. Судя по рисунку изолиний, грабен-синклиналь имеет асимметричное строение: северо-западный борт ее крутой, а юго-восточный – пологий. Северо-западная граница

A



Актау-Монгунтский
антеклиниорий ЮВ



Б

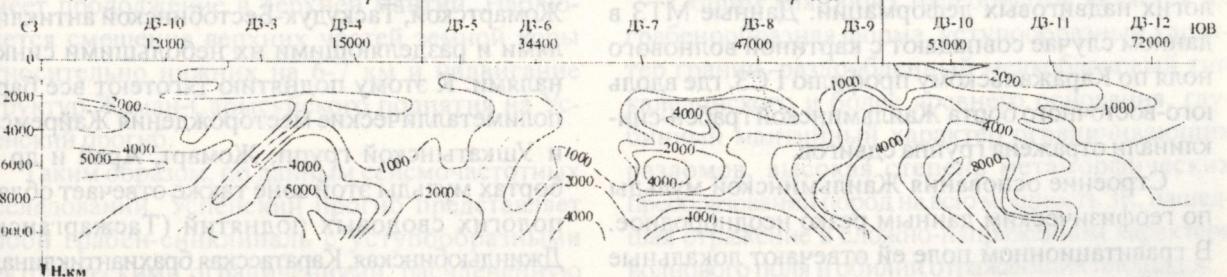
АТАСУЙСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

Тасжарган-
Жиландинский
разлом



В

Тектурмасский антиклиниорий



Успенский синклиниорий

С 2 D 3 S 4 а + б 5 6 7 8 200-400 9

10 11

Mz-Kz 1 C 2 D 3 S 4 a + b 5 6 7 8 200-400 9

10 11

Рис. 1. Геоэлектрические разрезы по Каражальскому (А), Жайремскому (Б), Успенскому (В) профилям МТЗ по (Ж.А.Альмуханбетову и др., 1969, 1974)

1 - рыхлые образования; отложения: 2 - карбона, 3 - девона, 4 - силура; 5 - интрузивные образования: а - кислого состава, б - основного состава; 6 - геоэлектрические горизонты; 7 - предполагаемые зоны разломов; 8 - изолинии кажущихся сопротивлений; 9 - значение электрического сопротивления пород; 10 - сейсмические горизонты по данным КМПВ; 11 - геоэлектрические горизонты по данным ЗСМ

подчеркивается хорошо выраженной зоной сближенных градиентов электрического поля (300-500 Ом·м), круто падающей к юго-востоку. Юго-восточная граница проявлена менее резко, более плавная, с падением изолиний сопротивлений в северо-западном направлении.

По Жайремскому профилю (рис. 1-Б), пересекающему в северо-восточном направлении Жаильминскую грабен-синклиналь и Атасуйское поднятие, в геоэлектрическом поле отражены два горизонта: первый с сопротивлением пород 2-10 Ом·м и мощностью до 70 м, соответствующий мезозойско-кайнозойским отложениям и второй – с сопротивлением до 100-200 Ом·м, мощностью от 800 до 300 м, характеризующий верхнюю осадочную часть разреза Жаильминской грабен-синклинали.

Северо-восточный борт грабена в глубинном разрезе, начиная с глубины 4 км, резко ограничен круто падающей к юго-западу зоной сближенных градиентов поля, хотя на поверхности его граница с Атасуйским поднятием отодвинута далеко на северо-восток. К северо-востоку от зоны градиентов, характеризуемой сопротивлением 100-200 Ом·м, ниже 3,5-4,0 км комплексы Жаильминской грабен-синклинали подстилаются высокомощными (300-1500 Ом·м) породами, сходными по значениям электрического сопротивления с таковыми соседнего Атасуйского поднятия. Такая картина обычно характерна для пологих надвиговых деформаций. Данные МТЗ в данном случае совпадают с картиной волнового поля по Каражальскому профилю ГСЗ, где вдоль юго-восточного борта Жаильминской грабен-синклинали отражена группа сдвигов.

Строение основания Жаильминской мульды по геофизическим данным резко неоднородное. В гравитационном поле ей отвечают локальные линейные положительная и отрицательная аномалии и разделяющая их зона высоких горизонтальных градиентов силы тяжести. Аномалии сближены в пространстве и ориентированы согласно северо-северо-западному направлению структур основания мульды.

Положительная аномалия (Кунек-Каражальская), охватывающая восточную часть Жаильминской мульды, увязывается с позднекаледонской антиклинальной структурой, в пределах которой предполагается развитие полных рядов дифференцированных силурийско-раннедевонских магматических формаций. По данным В.Н. Лю-

бецкого (1984), аномалия отражает дугообразную, сопряженную со Спасской, зону взаимодействия коры континентального и субокеанического типов вдоль дивергентной пассивной окраины раннекаледонской литосферной плиты, ограниченную с востока Атасуйским глубинным разломом. В среднем палеозое здесь широко проявился фаменский базальтоидный магматизм и сформировались промышленные железо-марганцевые месторождения.

Отрицательная аномалия силы тяжести (Сюрутускан-Сарыжальская), характеризующая западную часть Жаильминской мульды, фиксирует реститы докембрийского гранито-gneisового субстрата, вмещающего крупные интрузии перемещенных гранитов девонского возраста.

На уровне каледонского структурного этажа в западной части мульды в геофизических полях фиксируется северо-западное продолжение структур Приатасуйской зоны, а в восточной – структуры раннепалеозойских рифтов.

Тасжарган-Жиландинская полоса высоких градиентов силы тяжести отвечает зоне глубинного разлома, контролирующего в фамен-раннекаменноугольном разрезе мульды горст-антеклинальное поднятие шириной от 5 до 15 км, ядро которого сложено отложениями франского, а крылья – фаменского и турнейского ярусов. Поднятие усложнено Срединной, Жайремской, Жомартской, Таскудук-Бестобинской антиклиналями и разделяющими их небольшими синклиналями. К этому поднятию тяготеют все барит-полиметаллические месторождения Жайремской и Ушкатынской групп, Жомарт, Арай и др. На бортах мульды этой зоне также отвечает область пологих сводовых поднятий (Тасжаранская, Джиндюбинская, Карагасская брахиантеклиниали), которые могут оказаться рудопрерспективными.

Успенский палеорифт многими исследователями объединяется с Жаильминским, который рассматривается в качестве его западного продолжения.

Глубинное строение центральной части Успенского прогиба охарактеризовано Шерубай-Нуринским профилем ГСЗ, ориентированным в северо-западном направлении и пересекающим Жаман-Сарысуйское поднятие, Успенский прогиб, Тектурмасское и частично Спасское поднятие.

По данным А.А. Попова и др. (1967), земная кора в пределах профиля уверенно подразделя-

ется на три слоя: вулканогенно-осадочный (седиментный), гранитно-метаморфический и гранулит-базитовый. Подошва первого слоя охарактеризована границей с граничной скоростью 6,4-6,5 км/с, второго - 6,9 км/с, третьего - 8,0-8,2 км/с.

Наибольшая мощность (7-9 км) вулканогенно-осадочного слоя характерна для Успенского прогиба, минимальная - для Тектурмасского поднятия. Внутри этого слоя выделяется еще одна выдержанная граница с граничной скоростью 6,3 км/с на глубине около 5 км. Гранитно-метаморфический слой относительно маломощный. Мощность нижнего слоя земной коры в пределах Успенского прогиба достигает 33 км. Преломляющей границей с граничной скоростью 7,3-7,6 км/с этот слой подразделяется на «диоритовый» мощностью 15 км и собственно «базальтовый» мощностью 18 км.

По мнению А.А. Попова и др. (1967), под Успенским прогибом «коро-мантийный» слой отсутствует. Поверхность М в пределах Успенской зоны образует прогиб амплитудой до 5 км. В северном направлении поверхность М вздымается, достигая максимума (45-42 км) на северном борту Тектурмасского поднятия. В зоне Тектурмасского разлома в поверхности М наблюдается уступообразное смещение к югу амплитудой в 1 км. На этом основании А.А. Поповым и др. сделан вывод о том, что разлом, разграничающий блоки ЗК, отвечающие Тектурмасскому поднятию и Успенскому прогибу, имеет продолжение в верхней мантии. Наблюдаются смещение верхних частей земной коры относительно нижних на 6-7 км и надвигание структур Жаман-Сарысуйского поднятия на Успенский прогиб.

Таким образом, по данным сейсмочастотных исследований, Успенский прогиб представляет собой грабен-синклиналь с уступообразными тектоническими ограничениями, расчлененную системой разломов, круто падающих на юг под углами 60-70°, на серию мелких блоков протяженностью от 1 до 2,5 км. В целом вдоль этой системы разломов сформирована зона смятия, поэтому отложения, выполняющие грабен-синклиналь, интенсивно рассланцованны и метаморфизованы, что подчеркивается полем повышенных скоростей и огромным количеством (роем) разноориентированных отражающих площадок. В вертикальном разрезе Успенской грабен-синклинали выделяются два отражающих горизонта: один на глубине 1,8-2,3 км, близгоризонтальный

в западной части и куполовидный - в восточной, отождествляемый с подошвой отложений D₃-C₁, второй - на глубине 2,4-3,7 км, имеющий форму прогиба, предположительно соответствующий подошве отложений S₂ld - D₂zv.

По результатам ГСЗ, МТЗ и интерпретации гравимагнитных аномалий Успенскому прогибу и его западному продолжению в Жайльминской грабен-синклинали на глубине 6-7 км отвечает желобообразная депрессия, расширяющаяся на западе и сужающаяся на востоке (рис. 1В). В поверхности М на фоне общего регионального прогибания ей отвечает впадина, где глубины залегания поверхности М достигают 52-53 км. По морфологии это трог с крутыми ограничениями, прослеживающийся на 350 км и пространственно совпадающий с Успенским и Жайльминским палеорифтами. Ширина трога составляет 70 км на юго-западе и 20-25 км - на северо-востоке. С севера трог ограничен Кызылжар-Тектурмасским глубинным разломом, который под углом 40-45° падает к северу под Атасуйское и Тектурмасское поднятие.

Успенский прогиб насыщен интрузивными образованиями различного состава и возраста, причем плутоны, как правило, вытянуты в северо-восточном направлении, согласно общей ориентировке структур прогиба.

Черты сходства и различия глубинного строения Жайльминского и Успенского палеорифтов сводятся к следующему.

Общим для обоих палеорифтов является их грабенообразная форма, уступообразный характер границ, раздробленный мелкоблоковый тип каледонского и более древнего основания, глубинный мантийный характер ограничивающих разломов, высокая степень метаморфических преобразований пород на всю мощность ЗК,вшедшая отражение в сложно-напряженном характере волнового поля и обилии отражающих площадок.

В том и другом случаях земная кора имеет повышенную мощность. Уверенно выделяются границы раздела в земной коре, фиксирующие кровлю и подошву гранитно-метаморфического слоя, а также внутреннюю границу в нижнем слое земной коры, на основании чего рядом исследователей этот слой подразделен на верхний метадиоритовый и нижний - собственно метабазальтовый. В пределах вулканогенно-осадочного слоя по данным среднечастотной сейсморазведки прослеживаются границы между комплексами вулканогенно-осадочных пород D₃fm - C₁ и вул-

каногенных $D_{1,2}$, а также граница девонских отложений с подстилающими складчатыми комплексами герцинид и каледонид. Наклонами отражающих площадок подчеркивается как общая структура грабенов, так и усложняющие их внутренние куполовидные поднятия.

Общим для обоих палеорифтов является наличие мощного вулканогенно-осадочного слоя, сокращенного гранитно-метаморфического и резко увеличенного – гранулит-базитового.

Наиболее существенным различием указанных палеорифтов, в определенной мере определяющим и другие черты их индивидуальности, является их структурная позиция. Если Успенский палеорифт контролировался системой близширотно-северо-восточных глубинных разломов, то Жаильминский палеорифт сформировался на участке пересечения указанной системы разломов с еще более мощной системой глубинных разрывов близмеридионально-северо-западного направления. Эта система разломов на уровне докембрийского основания контролирует размещение гранулит-зеленокаменных поясов и горнот-гнейсовых куполов Сарысу-Тениз-Кокшетауского микроконтинента, а на уровне каледонского структурного этажа представляет северо-западное продолжение структур Шу-Илийского пояса. Отсюда и широкая, близкая к неправильной изометричной, с многочисленными ответвлениями форма Жаильминского палеорифта.

В пределах Жаильминского блока граница М не прослеживается сейсморазведкой, а гранулит-базитовый слой характеризуется высокими значениями скорости прохождения сейсмических волн. Этот факт свидетельствует о наличии здесь слоя коро-мантийной смеси и обильном насыщении земной коры мантийным веществом, т.е. ее интенсивной базификации. Гранитоидный магматизм в Жаильминском грабене проявлен незначительно, а в Успенской – весьма широко.

Отличием Жаильминского блока является также его высокая электропроводимость на фоне весьма низкой электропроводимости в соседних блоках. Значения кажущегося электрического сопротивления пород ($100\text{-}300 \Omega\cdot\text{м}$) в Жаильминском блоке сохраняются на всю мощность ЗК, а линии равных значений этого параметра погружаются к центру грабена, образуя на границах блока зоны сближенных градиентов. В то же время в пределах прилегающих поднятий электрическое сопротивление пород высокое ($500\text{-}1800 \Omega\cdot\text{м}$), что характерно для жестких блоков со зрелой сиалической корой.

Следовательно, Жаильминский палеорифт формировался в более мобильных условиях: характеризовался относительно широким раскрытием, почти полным разрывом коры, более активными мантийно-коровыми взаимодействиями, интенсивным насыщением коры базальтовым веществом, маломощным относительно меланократовым гранитно-метаморфическим слоем, малыми гранитными выплавками. На пересечении глубинных разломов мантийного заложения близширотно-северо-восточного, и близмеридионально-северо-западного направлений образовалась глубокая рифтовая впадина с застойно-иловым режимом осадконакопления и излияниями щелочных калиевых базальтов, в которой формировались месторождения железа, марганца, свинца и цинка.

Если Жаильминский палеорифт формировался в основном на зрелой континентальной коре, то Успенский – на коре переходного типа, на месте силурийско-раннедевонского преддугового прогиба, выполненного мощным комплексом осадков.

По данным МТЗ, в Жаильминской грабен-синклинали верхняя граница астеносферы залегает на глубине 200 км, а в Успенской – на 330 км (А.С. Галкин и др., 1985). Согласно результатам геотермических исследований на рудных полях месторождения Жайремской группы характеризуются более высоким тепловым потоком ($66 \text{ мВт}/\text{м}^2$) против $40 \text{ мВт}/\text{м}^2$ на месторождении Кентюбе, расположенном в восточной части Успенской грабен-синклинали.

Для Жаильминского палеорифта характерно железо-марганец-свинец-медь-баритовое оруденение фаменского времени (атасуйский тип); более позднее (фран-турнейское) вулканогенно-осадочное и гидротермально-метасоматическое оруденение проявлено слабо. В то же время в Успенском палеорифте, наряду с фаменским рудогенезом атасуйского типа, в карбоне проявлено разнообразное оруденение, связанное с интрузиями гранитоидов топарского, калдырминского и тогалинского комплексов (гидротермально-метасоматические, контактово-метасоматические мелкие месторождения меди, полиметаллов, скарново-магнетитовые и др.). С пермскими гранитоидами акчатауского комплекса связаны редкометалльные месторождения.

Таким образом, металлогенения Успенской зоны более сложная, многоактная, с совмещением разновозрастного и разнотипного оруденения.